

岩石鉱物鉱床学会誌

第43卷 第1号

昭和三十四年二月一日

研究報文

男鹿半島の所謂粗面岩様岩類について	宮城 一男
紫蘇輝石を含む粗粒玄武岩(出羽丘陵産)	今田 正
大隅半島高隈花崗岩中の球状岩(I)	大庭川 昇雄 秀
日高国幌満川上流の斑柄岩質閃綠岩中の珪長質変成岩並び にこれに伴う細粒包有岩(I)	浅井 宏
鳥取県多里地方のクロム鉄鉱と産状に関する研究(第3報)…	北原 順一
北海道富良町西方山地のホルンフェルス	鉛酒松 守俊平 木勾井 純公

会報

会員動静、金属部門例会、会費納入の件、投稿規定

新刊紹介

Glossary of geology and related sciences. (A. G. I 編)
Origin of granite in the light of experimental studies By
O. F. Tuttle and N. L. Bowen

抄録

鉱物学及び結晶学	葉沸石	外3件
岩石学及び火山学	Grantown granite complex の構造	外4件
金属鉱床学	英國諸島産の閃亜鉛鉱、方鉛鉱及びその関連 鉱物中の微量元素	外2件
石油鉱床学	カンサス Arbuckle dolomite 油槽	外3件

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室内
日本岩石鉱物鉱床学会

会 報

会員動静 [転勤及び転居] 塚田文男 (北海道常呂郡留辺蘋木町富士見野村鉱業イトムカ鉱業所), 磯部清 (東京都中央区銀座西 6-5 株式会社磯部鉱業), 有田忠雄 (東京都千代田区霞ヶ関文部省初等中等教育局教科書課第4調査官室), 根本忠寛 (札幌市北一条西五丁目北海道地下資源開発株式会社), 新田富也 (東京都中央区日本橋室町 2 の 1 三井金属鉱業株式会社鉱山部地質課), 織田精徳 (札幌市北一条西五丁目北海道地下資源開発株式会社)

金属部門例会 本学会並びに九州鉱山学会, 九州地方鉱山会, 日本鉱業会九州支部, 日本鉱山地質学会, 日本鉱物学会共催の講演会が昭和 33 年 11 月 24 日, 鹿児島市に於て開催され, 引き続き 25~27 の 3 日間に亘り串木野鉱業所, 大口鉱山, 赤石鉱山, 春日鉱山等の見学旅行が行われた。講演会では本会々員により次の一般講演が行われた。

九州産閃亜鉛鉱の Fe の含有量について (牟田邦彦)

九州産の二, 三の鉱物について (湊 秀雄)

鹿児島県南部の地質構造と金属鉱床についての一知見 (高島 清)

鹿児島垂水鉱山で発見されたウランについて (石原舜三, 川内洋佑)

鹿児島県中部の地質と鉱床 (宮久三千年)

高隈山花崗岩体中の電気石の産状とその成因について (大庭 昇)

会員逝去 本会評議員三原栄氏は、昨年 12 月 27 日東京大学附属病院に於て脳血栓のため逝去されました。氏は本会創立以来、会の発展のため御尽力なされ、特に最近は評議員として会の運営に寄与された功績は多大であります。本会は氏の功績に深く感謝申し上げると共に、茲に謹んで哀悼の意を表します。

日本岩石鉱物鉱床学会

新刊紹介

Glossary of Geology and Related Sciences. 本書は American Geological Institute から発行された、地質学関係術語集で、J. V. Howell のもとで殆ど地質学関係各部門に亘り、夫々の専門担当者の協力により集録大成されたものである。本邦の從来の地学辞典類では、最近の夥しい新術語の索引が満足されなくなっている今日、極く新しい文献にまで亘って涉獵されているので、説明は稍簡単であるが、語によつては原文献までも記載しており、研究者にとって便利である。活字の小さいのが難点である。(本文 325 頁, American Geological Institute 発行, 1957 年版, 3300 円) [田口]

研究報文

男鹿半島の所謂粗面岩様岩類について*

On the so-called trachytic rocks from
the Oga peninsula

宮城 一男 (Kazuo Miyagi)**

Abstract : The so-called trachytic rocks developed in the lower parts of the green tuffs in the Oga peninsula are divided into three members. The basal member is the altered fine grained trachytic lava, and it is successively overlain by the altered hornblende trachytic lava and its tuff, the altered biotite trachytic lava breccia and its agglomerate and tuff.

As the results of microscopical and chemical studies, these rocks can be recognized as the intermediate type between the calc-alkaline and the alkaline-rocks. Some detailed petrographic descriptions and considerations are given in this paper.

1. 緒論

粗面岩様岩石 (trachytic rock) というのは、山形県温海附近一帯の第三紀火山岩類について、中野長俊・河野義礼¹⁾によつて始めて記載されたもので、この種の火山岩類は、その後、山陰地方²⁾・北陸地方³⁾・新潟県 (特に佐渡ヶ島)⁴⁾・秋田県 (阿仁合・太平山周辺)⁵⁾等の各地で産出が知られるようになり、その分布が、所謂グリンタフ層中のある層準⁶⁾に限られている事から、火成活動史及び対比の上からも注目されるに至つた。

* 日本地質学会東北支部総会 (1958年6月福島大学) にて講演

** 弘前大学教育学部 地学研究室

1) 中野長俊・河野義礼 : 岩鉱, 16, 12~24, 1956.

2) 3) 日本地質学会総会討論会 “グリンタフの層序と火成活動” 1956, の資料による。

4) 杉山隆二 : 新潟地方 (特に佐渡ヶ島) の第三紀火成活動, 1952.

5) 藤岡一男他3名 : 大平山地域のグリンタフ (予報), 日本地質学会東北支部秋田部会総会講演, 1957.

6) 台島層 (第三紀中部中新世) 下位の門前層, 荏形層相当層 (秋田) 温海層 (山形) 杉の浦層相当層 (新潟) 太美山層群 (北陸) 等に限られる。

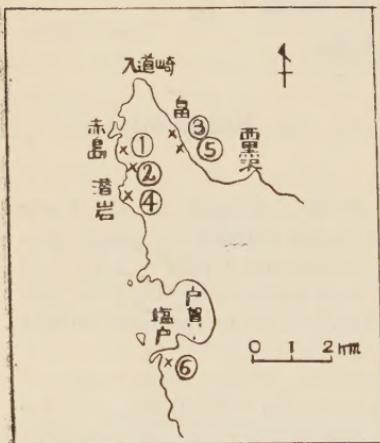
筆者は、東北裏日本層序の標準地域である秋田県男鹿半島のグリンタフ層中にも、同様の火山岩類が分布する事に注目し、その一部は既に報告¹⁾したが、その後の検討の結果も併せて、本報では、特に岩石学的な特性について記述する。

本研究に当つて、終始、御指導いたいた東北大学加藤磐雄助教授に厚く御礼申上げる。常に有益な御意見をいたいた東北大学河野義礼教授、秋田大学藤岡一男教授、さらにまた、御多忙中、分析の労を賜わつた東京工業大学桂敬博士に深く感謝する。

本研究は文部省科学研究費（1956）によつた。記して謝意を表する。

2. 產 状

第1図 粗面岩様岩類の産地



（番号は採集地点を示す）

粗面岩様岩類は、半島の西北端、入道崎～戸賀間の海岸（潜岩附近及び塩戸附近）に分布し（第1図）、これは第2図に示したように、台島層下位の第三紀火山岩類、即ち“門前層”²⁾あるいは筆者が“潜岩火山岩類”として一括したものに相当する。その産状は、明らかに熔岩流で、下位から、細粒・無斑晶・ゼノリスの多い岩型（I）、角閃石を特色とする斑状の岩型（II）、黒雲母を特色とし、かなり酸性の岩型（III）などが連続して噴出し、柱状図に見られるよう、その関係は、かなり明瞭に観察される。また、分布地域はやゝ離れているが、塩戸のものは（I）と略同層準の岩型のもの（I'）である。

3. 肉 眼 的 特 性

一般に、青灰色～淡紫褐色で、（I）→（III）に従つて、濃色から淡色になり、一見してそれぞれ、（I）（I'）が玄武岩質、（II）が安山岩質、（III）は流紋岩質の外観を呈する。

（I）（I'）は非常に細粒で、これに反し、（II）（III）は斑状構造が明瞭で、かなり多量の斜長石、角閃石または黒雲母が認められる。また、（III）は淡色の石基中に、茶褐色縞模様の流理構造が発達し、全般的に、角礫質である事も著しい特色である。

4. 顯微鏡的 特 性

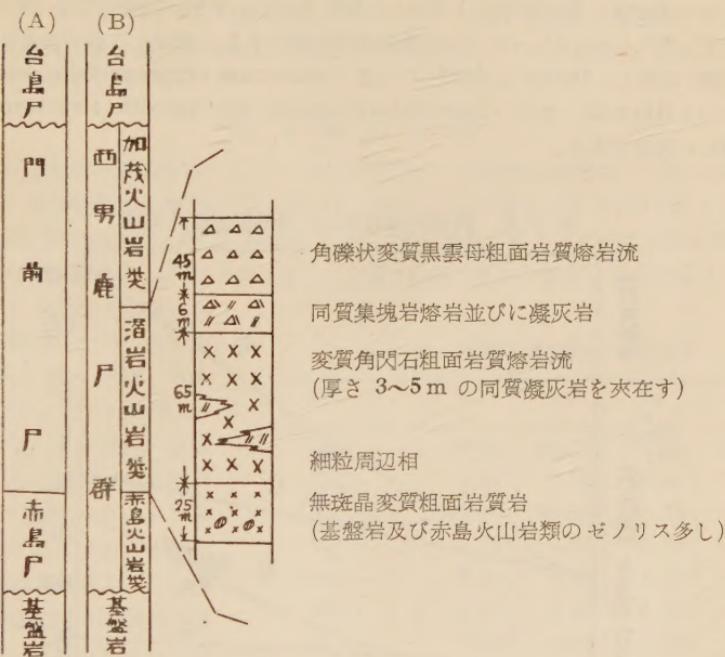
（第1表）に示した如く、いずれも斜長石及びアルカリ長石を含むが、岩相によつて、斜長石のみを含むもの、斜長石とアルカリ長石とが共生するもの、アルカリ長石が斜長石の一部を交代しているもの、及びアルカリ長石のみを含むもの等が認められる。

斜長石は、（I）では灰曹長石、（I'）では曹長石～灰曹長石、（II）では曹長石～中性長石、（III）では灰曹長石で、また、いずれも、緑泥石・緑簾石・絹雲母等による変質著しく、“albitization”を受けているものと思われる。さらに、火山岩類であるにも拘ら

1) 宮城一男： 地質，62，645～655，1956.

2) 秋田部会： 地質学会見学案内書“男鹿半島”，1954.

第2図 粗面岩様岩類の層位的位置



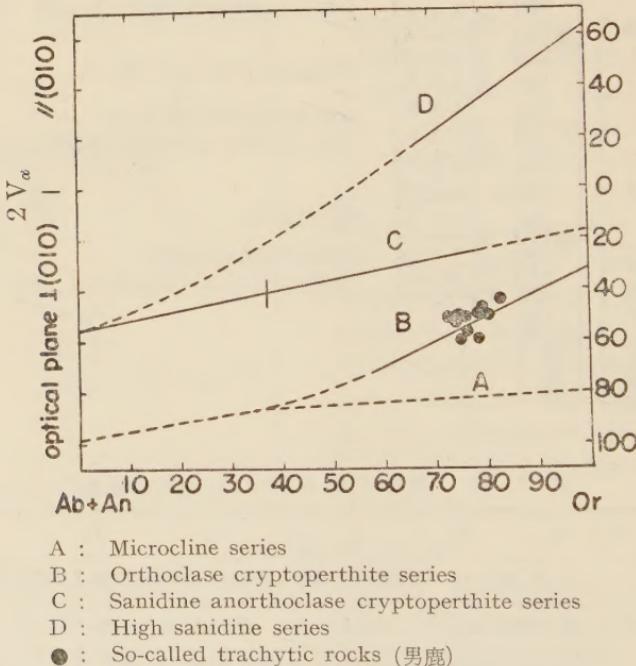
第1表 粗面岩様岩類の顕微鏡的特性

鉱物	岩型	I	I'	II	III
斑 長 石	屈折率(n_1)	1.531~1.539	1.530~1.533	1.530~1.551	1.533~1.541
	成 分(An%)	10~22	5~12	5~45	12~26
	光軸角(2V γ)	80°~96°	82°~90°	78°~102°	83°~98°
	型	低温型	低温型	低温型	低温型
晶 長 石	屈折率(γ)	1.526~1.528	1.524~1.528	1.524~1.527	1.524~1.528
	成 分(Or%)	60~90	70~90	70~90	65~90
	光軸角(2V α)	40°~62°	40°~60°	38°~60°	41°~63°
晶 黑雲母	屈折率(γ)	×	×	×	1.637~1.640
角閃石		変質	変質	変質	変質
石 基 斜長石	屈折率(n_1)	1.529~1.532	1.530±	1.530~1.531	1.529~1.533
	成 分(An%)	2~10	5±	0~8	2~12

ず、光学的に“低温型”に属する¹⁾。

アルカリ長石は、屈折率では 1.524～1.528 を示し、 $2V\alpha$ の測定では 38°～63° で、“正長石”“アノーソクレース”の光学的性質に相当する。結局、このアルカリ長石は、(第 3 図) の如く、Tuttle の分類²⁾による“orthoclase cryptoperthite series”に属するものと思われる。また、“mottled extinction”や“perthite structure”を示す事も著しい特色である。

第 3 図 粗面岩様岩類中の長石の光学的特性



A : Microcline series

B : Orthoclase cryptoperthite series

C : Sanidine anorthoclase cryptoperthite series

D : High sanidine series

● : So-called trachytic rocks (男鹿)

有色鉱物として、(II) ではかなり多量の角閃石が存するが変質著しく、(III) では黒雲母 ($\gamma = 1.637 \sim 1.640$) が多量に認められるが、アルカリ有色鉱物は存しない。石基は、いずれの型も殆んど同じで、短冊状の斜長石(曹長石)が多量に存するが、アルカリ長石は確認出来ない。それらの間を埋めて、針状の角閃石・黒雲母・磁鐵鉱・褐色分解生成鉱物、さらに、少量の石英・変質ガラス等が認められる。石基の構造は、いわゆる“trachytic texture”³⁾を示す。特に、(I) (I') では、その構造が明瞭である。共通し

1) 高温型から二次的に変化したものと思われる。

2) Tuttle, O. F. : Am. Jour. Sci., Bowen Vol., 533～566, 1952.

3) 石基長石がアルカリ長石ではないので厳密な意味では、“trachytic texture”と云えないが、従来の東北地方グリンタフ研究者の間の習慣で、このように石基長石が著しく一定方向に並ぶ構造に対して用いている。

て、変質著しい岩石で、緑簾石・緑泥石・炭酸塩・絹雲母等の二次生成鉱物が多量に生じている。ゼノリスは (I) (I') に最も多く、明らかに、半島に露出する基盤のアダメロ岩と同定出来るものを多量に含む他に、融蝕を受けた石英及びアルカリ長石・斜長石・黒雲母等が存している。

5. 化学的 特性

本岩の化学分析の結果及び“ビジョン輝石質岩系”“紫蘇輝石質岩系”“環日本海アルカリ岩系”及び前記温海地方の“trachytic rock”との比較を(第2表)(第4図)に示した。この資料の中で、特に、 Na_2O , K_2O の量に注目すると“ビジョン輝石質岩系”や“紫蘇輝石質岩系”に比べてやゝ多く、“環日本海アルカリ岩系”に比べるとやゝ少い。また、温海のものとは、

Na_2O の量では、だいたい同じ、ないし、やゝ少量、 K_2O の量は、逆に、だいたい同じ、または、やゝ多い傾向が認められる。さらにその他の成分を考察した結果、本岩は“環日本海アリカリ岩系”的と“紫蘇輝石質岩系”的の中間に値する成分を示し、また、温海のものと、略々同じ成分を示す事が明らかである。さらに、本岩の“norm feldspar ratio”を第5表に示したが、(I) (I') は“trachyandesite”(II) は“trachyte”(III) は、“soda rhyolite”に近い値を示している。

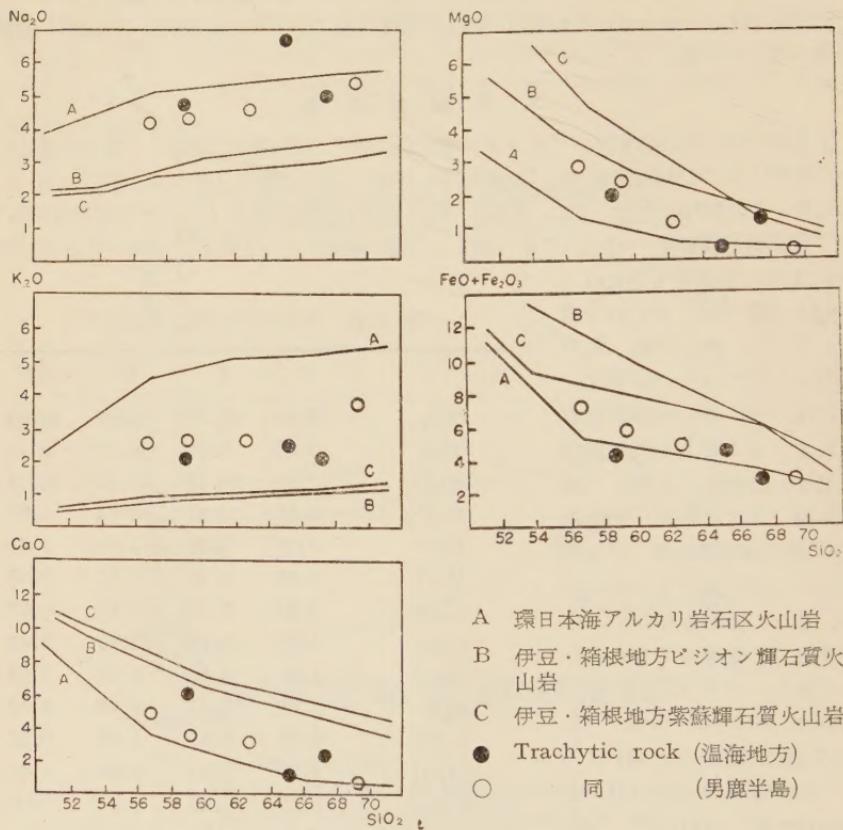
第2表 粗面岩様岩類の化学成分

	I	I'	II	III
SiO_2	56.82	59.77	62.49	69.64
TiO_2	0.97	0.89	0.46	0.13
Al_2O_3	17.12	16.28	15.78	15.25
Fe_2O_3	3.51	2.52	3.74	1.86
FeO	3.21	3.41	1.16	1.06
MnO	0.09	0.10	0.12	0.05
MgO	2.82	2.28	1.17	0.22
CaO	4.91	3.68	3.35	0.63
Na_2O	4.01	4.06	4.10	5.35
K_2O	2.29	2.47	2.48	3.62
$H_2O(-)$	0.91	0.92	1.29	0.62
$H_2O(+)$	3.00	3.01	3.49	1.01
P_2O_5	0.22	0.25	0.22	0.09
Total	99.88	99.64	99.89	99.53

第3表 粗面岩様岩類の norm feldspar ratio

	SiO_2 (Norm)	$Or \times 100$	An : Or	Or : Ab	Colour index
		$Or + Ab + An$			
I	10.12	19	An < Or	Or < Ab	16
I'	14.81	22	An < Or	Or < Ab	14
II	20.86	22	An < Or	Or < Ab	8
III	23.15	30	An < Or	Or < Ab	3

第4図 粗面岩様岩類（男鹿及び温海）と他の火山岩系との化学成分の比較



A 環日本海アルカリ岩石区火山岩
 B 伊豆・箱根地方ビジョン輝石質火山岩
 C 伊豆・箱根地方紫蘇輝石質火山岩
 ● Trachytic rock (温海地方)
 ○ 同 (男鹿半島)

6. 考 察

上記のような種々の性質から、本岩は、明らかに、カルクアルカリ岩とアルカリ岩の中間的諸性質を有する岩型に属する。著者はこれを仮に、亜アルカリ岩類 (semi alkalic-rocks)¹⁾ と呼称している。また、下位から上位にかけて、やゝ塩基性型→酸性型の漸移関係を示しているが、恐らく同一岩漿源より岩漿分化によつて、順次、生成されたものであろう。このような岩漿の成因については、今の所、充分な資料はないが、本地域に関する限り、前述した如く、基盤にかなりアルカリに富む岩石の存する事、及び、それらのゼノリス並びにゼノクリストを、多量に含有しており、之等の一部は熔融を受けている等から、カルクアルカリ岩質マグマの基盤岩同化作用によつて生成されたのではないかと一応考えているが、更に検討を続けたい。

1) 渡辺展生、松本隆等もこの名称を使用している、地球科学、37、1958。

紫蘇輝石を含む粗粒玄武岩（出羽丘陵産）

Some hypersthene dolerite from the central part
of the Dewa Hills, Northern Honshu

今 田 正 (Tadashi Konda)*

Abstract : The numerous dolerites of various types are seen on the Dewa Hills, Northern Honshû. They are the Hirataki, Hatamura, and Nakada types, being lithologically olivine dolerite, hypersthene dolerite with olivine and hypersthene dolerite without olivine respectively.

The hypersthene in the Hirataki dolerite is found in the pyroxene-rich layer in the lower part of the sill due to the gravitational differentiation, while the hypersthene in the Hatamura and Nakada types is included throughout the whole mass.

The writer has examined the genesis of hypersthene dolerite on the basis of the micrometrical and chemical analysis, concerning the pyroxene rich layer of the differentiated products. It is concluded that the hypersthene dolerite is not derived from the same process as is seen in the Hirataki dolerite due to the gravitational differentiation, but characterized by an increase of SiO_2 and Al_2O_3 as well as a decrease of MgO .

1. 緒 言

出羽丘陵（東北地方）に Tertiary dolerite として, hypersthene dolerite が産出する。これは極めて局所的な intrusion area を示すものである。これに対し olivine dolerite は広域性をもち, 地域差の少ない均質な岩質（急冷周縁相の岩石学的性質）を示し, 当地方の Tertiary dolerite の本源マグマの性格をもつている。

Olivine dolerite を詳細に検討してみると, “in situ” に分化し, その一岩相として hypersthene を含んでいる部分がある。筆者は, この分化に依つて実際に形成されている hypersthene を含む岩相に, 野外で単独に岩石型として示される hypersthene dolerite が, いかなる成因的近親性をもつかと云う点に, micrometrical 及び chemical analyses から検討¹⁾ を加えた。更に本報文では, これ等 dolerite の代表的なものについて基本的な地質学的特徴（産状, 侵入層準及時期, 等）を述べたものである。

この研究を行うにあたり終始, 御指導下された, 北道海大石川俊夫教授, 山形大学小倉勉教授, 又種々御助言下された市村毅教授に深く感謝する次第である。又野外調査（測定）に御協力下された相蘇親雄氏, 又室内測定に協力された本学研究生諸君に深謝する次第である。

* 山形大学文理学部

1) 本文の dolerite の petrography は紙数の関係上略し, 後日報告の予定

2. 野外に於ける產状

各型の dolerite は各々独自の產状を示している。こゝに代表的な例3つをあげて説明することにする。

(イ) 中田型 (Hypersthene dolerite without olivine)

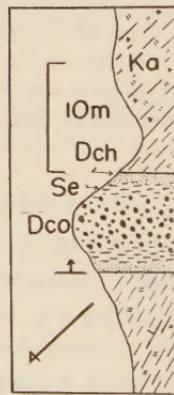
山形県最上郡金山町中田（中田川上流）に岩脈群¹⁾として7岩体露出する。この岩脈群はいづれも NNE の方向性をもち、その北方延長には、大滝 dolerite が縞状硬質頁岩中に進入岩床として貫入している。岩脈は一般に幅 2.1～9.3 m で、いづれも金山層の緑色角礫凝灰岩を切る。第1図に示される岩脈は代表的な例で、幅 9.3 m、延長 105 (+) m の大きさをもつ。岩脈の中心部は粗粒で接觸部は細粒になる。その変化は極めて漸移的で、又両者の境界部には貫入面に略平行して、数多くの segregation vein (幅 1 ~8 粪) が発達している。第2表よりみても、中心部と周辺部の間に、構成鉱物の量的の変化が著しくなく、鏡下に於ける粒度組織に相違が認められるにすぎない岩相の変化に乏しい型に属す。これは一連の dolerite intrusion でもつとも浅處貫入に属している。

(ロ) 畑村型 (Hypersthene dolerite with olivine)

秋田県由利郡高瀬川上流 畑村近域に分布する。この流域の地質については畠山²⁾によれば、下部より山内、大築、鹿の爪、畠村、須郷田、鳥田目の新第三紀各層より構成されている。畠村 dolerite は第2図に示されるやうに、不規則な貫入体で、畠村層のやゝ層理の発達した石英粗面岩質凝灰岩を貫いている。岩体は幅最大 280 m、延長約 1 km のレンズ状形態を示す岩株である。接觸部をみると南側（川沿い）は 80° SE の急傾斜で、北側は 45～50° NW の傾斜で凝灰岩に接し、軽度の変質（固化）を与えている。尚岩株の上部はゆるい接觸面を示し下部に従い急傾斜になる傾向を示している。尚、高瀬川流域には畠村より上流の蔵（Kura）まで須郷田層、鳥田目層の各層準に、数枚の進入岩床がみられる。いづれも olivine dolerite で一連の進入岩床

である。この岩床の一部は鳥田目層、中部に熔岩流岩床 (lava sheet) として介在する点より進入時期は女川階の中部とされる。畠村 dolerite はこれら olivine dolerite の進入地域内で、特に下位層準に相前後して貫入したものとされるが、進入時期を正確に決めることは困難である。次に岩体をみると中心部は極めて粗粒で軽度の岩相変化がみら

第1図 中田型 hypersthene dolerite 岩脈の產状



Ka. 金山層
Dch. 粗粒玄武岩周辺相
Dco. 粗粒玄武岩中心部
Se. 分化脈

1) 詳細は既報告（今田正：山形大紀要 4, 2, 1957）参照

2) 畠山 昭：地質, 60, 704, 1954.

第1表 各岩型に於ける紫蘇輝石の光学的性質

中田型	畠村型	ひらたき型
$2V(-) = 56^\circ \sim 60^\circ$	$2V(-) = 70^\circ \sim 74^\circ$	$2V(-) = 58^\circ \sim 62^\circ$
$\alpha = 1,680$	$\alpha = 1,685$	$\gamma = 1,699$
多色性なし	多色性なし	多色性なし

第2表 構成鉱物の量比

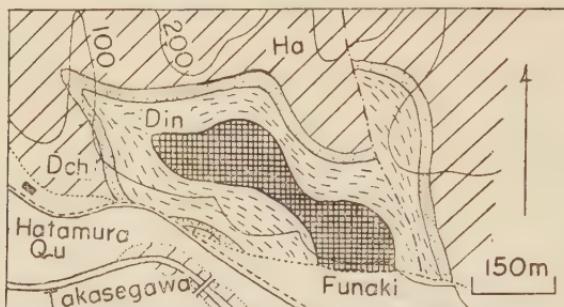
番号	接触面よりの距離(m)	橄欖石	単斜輝石	斜方輝石	斜長石	鉄鉱物	最充填物	終物	緑泥石
1	0.2	—	16	2	56	4	8	13	
2	4.0	—	13	2	52	5	14	14	
3	0.5	3.2	15.0	2.5	47.3	5.0	16.6	9.9	
4	15	0.1	16.8	6.3	55.6	2.8	9.1	7.9	
5	27	0.8	12.2	9.4	57.9	4.7	8.2	7.5	
6	68	1.4	12.1	13.3	49.5	2.3	9.4	7.4	
7	85	6.4	20.4	8.5	53.6	2.9	0.6	6.7	
8	125	1.1	14.9	5.9	52.8	3.0	10.0	11.2	
9	3	5.5	20.7	—	46.6	4.7	7.6	14.7	
10	14	5.3	18.4	—	57.1	2.9	2.5	13.3	
11	22	1.6	18.5	—	56.4	5.2	5.1	12.6	
12	61	0.7	19.5	—	57.9	6.6	6.3	6.7	
13	112	?	13.8	—	50.4	5.6	17.1	10.7	
14	127	1.4	25.4	3.0	50.8	2.7	2.4	13.3	
15	136	0.5	19.4	5.9	53.6	2.2	3.7	12.5	
16	37	0.6	18.7	—	47.1	5.6	12.3	11.6	
17	28	1.6	14.5	1.1	54.7	4.0	9.6	11.5	
18	20	2.7	22.0	4.5	46.4	2.6	5.0	15.6	
19	18	8.5	17.2	0.1	52.3	3.6	5.6	11.1	
20	16	6.5	16.5	—	53.3	2.4	3.2	16.6	
21	7	4.6	19.9	—	49.2	3.4	4.4	16.4	
22	3	4.9	18.2	—	48.6	2.5	6.7	18.5	

1~2 中田型, 3~8 畠村型, 距離は南側(道路)接触より測定。9~22 ひらたき型, 9~15 の距離は上盤より, 16~22 の距離は下盤より測定されしもの。尚, 合計 100% に満たないのは風信子鉱等の二次鉱物である。

れる。即ち接触部は細粒の周辺相(幅 1.2~2.0 m)をもち中心部がもつとも粗い。この関係より周辺部, 内部, 中心部の三つの岩相に分けられ, 各々は全体として累帯構造を示している(第2図参照)。注目すべき点は, 第2表に示される様に中心部は鉄苦土鉱物の総量が比較的多く, 斜長石が逆に少ない傾向を示している。この現象は侵入体の中で鉄苦土鉱物の軽度の沈降(重力分化)によると考えられる。尚, この岩体に現在の露出面で分化脈はみられない。

(ハ) ひらたき型 (Olivine dolerite)

第2図 畑村型 hypersthene dolerite 岩株の產状



Ha, 畑村層; Qu, 第四紀層; Dch, 急冷周辺相
Din, 粗粒玄武岩 内部 Dce, 粗粒玄武岩 中心部

山形県飽海郡八幡町青沢大俣川ひらたき沢に露出する。この周辺の地質¹⁾は日本海沿岸地域油田の下部層が分布し、その中に種々の活動型式の各種の玄武岩類がみられ、dolerite intrusion はその一員をなしている。

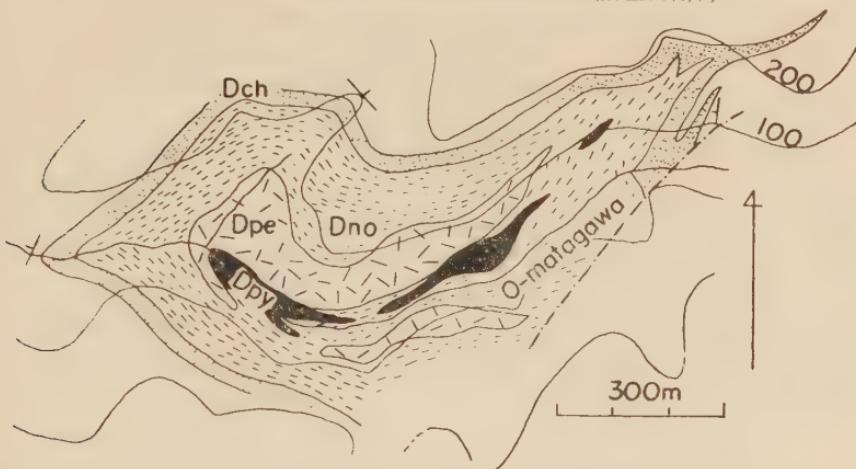
ひらたき dolerite は青沢層にみられる逆入岩床で、同岩の逆入層準の上位及び下位に合計 7 sheet の同じ型の olivine dolerite がみられる。一般に薄い場合は典型的な concordant sill を示すが、厚大化するに従い餅盤状になる傾向がある。全般的に青沢層のゆるい波状褶曲と極めて調和的な產状を呈し、特に厚い場合は脊斜軸の中心部に位置する。次に、ひらたき dolerite の逆入層準は台島階より女川階に至るが逆入時期は女川階中下部に属す。又中田型、畑村型はひらたき型の後期逆入²⁾になる。

尚ひらたき dolerite は上盤は玄武岩質凝灰岩と硬質頁岩の互層に接し、下盤は綱状硬質頁岩に接し、接觸面は層理面に略々平行している。更に岩体の形態をみると(第3図)、薄い部分(東側)と厚い部分(中央部)があつて餅盤状を示す。厚い部分は厚さ 145m+ であるが逆入体の末端は分岐して 2 枚以上の薄い sheet になる。然し全体として N10° ~ 25° E, 20° ~ 45° NW の方向性をもつた inclined sheet の性状をもつ。又岩体内に小断層、裂かが多く、しばしば石英縁泥石脈が充填している。olivine dolerite の中では、大規模の逆入体であると同時に、強度に “in situ” の分化を行つて、種々の岩相に変化している。代表的な岩相は、chilled margin, normal dolerite, pyroxene rich layer, pegmatic layer (第3図参照) の 4 岩相に分けられる。更に岩体の膨大化した部分の縁にベグマタイト質脈、単純分化脈が層状に又は不規則に入り、更にベグマタイト質相の中に文象岩質脈がレンズ状に入つてゐる。これらの岩相変化は、第2表の構成鉱物の量比より考察するに、鉄苦土鉱物の沈降による鉄苦土鉱物の集積が行はれ、分別晶出によりベグマタイト質相を生じたと考えられる。又その他の鉱物、即ち斜長石、鉄鉱物もこの現象に極めて調和的な関係にある(詳細は後記)。

1) 今田 正: 岩鉱, 38, 1954; 岩鉱, 40, 1956; 地質, 61, 718, 1955.

2) 逆入順序が後であると云う意味で、時間的の距りは少い。

第3図 ひらたき型 olivine dolerite (餅盤状岩床)



Dch, chilled margins; Dno, normal dolerite;
 Dpe, Pegmatic layer; Dpy, Pyroxene rich layer.
 被進入層は青沢層(主として硬質頁岩)で、図中の走向傾斜
 により構造推定される。又下盤は断層で切れる。

3. 紫蘇輝石の岩体内に於ける相対濃度と分布

紫蘇輝石は第1表に示される様に、各岩石型で光学的性質が多少異つている。畠村型のものは光軸角が比較的大で、頑火輝石に近い性質をもつが、bronze like lustre は全くなく、紫蘇輝石とされる。尚、各型を通じ、斑晶の性質を示し(特に急冷周辺相にて)、稀に橄欖石の外縁を成している。次に各型における紫蘇輝石の相対濃度を第2表¹⁾より求めると、各型の間にかなりの変異がある。即ち中田型は 1.5~1.6% でもつとも少く、畠村型は 2.5~13.3% (平均 7.6%) でもつとも多い。ひらたき型は 3.0~5.9% で前記の中間値を示している。

次に岩体内における分布は注目すべき現象を示している。例えば畠村型は岩株の中心部に集積し鐵苦土鉱物の総量としても多くなる。又、中田型は殆んど変化がない。いづれにしても前記二者は急冷周辺相をはじめ岩体内に斑晶状結晶として普遍的に含まれる。かかる性質は dolerite magma の岩石学的一特徴を示すもので hypersthene dolerite の性格をもつている。

これに対し、ひらたき型は 3.0~5.9% で量的にかなり多く clinopyroxene を伴つている。分布は第2表及び第3図より判る様に、進入岩床の比較的下半部に濃集している。この部分は筆者の分類による pyroxene rich layer に属し、他の岩相に比し鐵苦土鉱物の量多く 26~30% を占めている。又上下の接触部の急冷周辺相には、かかる斜方輝石は全く含まれない。従つて、ひらたき型では進入位置に於ける分化によつて、

1) 出羽丘陵地域の dolerite は常に chloritization を受け、鐵苦土鉱物はかなりの量が緑泥石に変化している。第2表は緑泥石化した輝石は、すべて緑泥石として測定されてある。

はじめて晶出したもので、紫蘇輝石を含む部分は olivine dolerite の一岩相とされる。勿論、諸外国の dolerite をみると、Tasmanian dolerite¹⁾ では Mt. Williagton sill の下半部の Mg rich layer に hypersthene ($MgSiO_3$ 70) が限定されて含まれている。更に Karroo dolerite²⁾ に於いて Hangnest type (olivine を含まず) 及び Hanover type (少量の olivine を含む) の中で初期晶出の bronzite (斑晶状) を岩床内に普遍的に含み特に下半部に hypersthene (bronzite より後期晶出) が含まれている。又稀に Dawns Mountain type の岩体の下半部にのみ限られて bronzite 及び hypersthene を含んでいる場合がある。Palisade diabase³⁾ は上下両盤の周辺部並に下半部 1/3 の限られた部分に量的に多く含む。然し急冷周辺部の hypersthene は olivine の outer rim として晶出しているもので、斑晶状の単独結晶としては認められない。

以上の例よりみると、dolerite magma の特徴を表すものとして bronzite dolerite はしばしばあるが、hypersthene dolerite は少なく、その産出は出羽丘陵 dolerite の一特徴をなすものとして注目される。

5. 成因的考察

筆者等の従来の研究によれば、出羽丘陵地域における Tertiary dolerite の侵入は極めて限られた時期（女川期）に行われている。又その分布は出羽丘陵のみならず、フササマグナより北海道西南部までに亘る東北日本の日本海沿岸地域の広い範囲に亘り、富田達⁴⁾による広域性玄武岩の性質をもつている。

然し dolerite なる岩石は鈴木醇⁵⁾に依りその内容を述べられた如く、粗粒でオフィテツク組織をもち玄武岩の化学組成をもつてゐるのに加えて、浅廻侵入を云う地質的条件（産状）をもつものである。注目すべき点は dolerite も種々の岩型に分類され、特に olivine dolerite は前記の広い範囲に広域性をもつて分布し、その急冷周辺部の示す岩石学的性質には、地域差が認められない。従つて富田達の広域性玄武岩の産状に対する概念を浅廻侵入の活動型式まで適用すればこの olivine dolerite は確に広域性玄武岩の性格をもつと云えよう。同時にこの地域の本源マグマに近い性質をもつてはなからうか。更に他の岩型（6型）はいづれも局地的分布⁶⁾を示し、同氏の局地性玄武岩に近い。

問題は olivine dolerite と他の岩型の dolerite の間に於ける成因関係である。本文では特に hypersthene dolerite と olivine dolerite について、micrometrical analyses 並に chemical analyses から検討を加える。

（イ）構成鉱物の量比より

はじめに、紫蘇輝石を含む pyroxene rich layer を生じた岩相の生成を第2表 No. 9～No. 22 より求めてみる。一般に橄欖石は岩床の下部に多くなり pegmatic layer

1) Edwards A. B. : Jour. Geol., **50**, 451～480, 579～610, 1942.

2) Walker F. and Poldervaart A. : Bull. Geol. Soc. Am., **60**, 591～706, 1949.

3) Walker F. : Bull. Geol. Soc. Am., **51**, 1940.

4) 富田 達 : 九大理学部研究報告, **3**, 2, 1951.

5) 鈴木 醇 : 北海道地質要報, **30**, 9～22, 1955.

6) 本文の Hypersthene dolerite type は既に述べた如く、常に岩脈又は岩株で pyroclastics 中にある。侵入層準は女川階より下位で、侵入順序は olivine dolerite の後である。尚侵入地域の地質構造上の相互関係は、成因関係を求める場合に重要な意義をもつが別紙に後日発表の予定である。

には殆んど含まれていない。単斜輝石は全体として約 20% で著しい変化はないが, pegmatic layer で著しく少くなり, 逆に下半部で橄欖石の集積域 (No. 19) と pegmatic layer の境界部で, 急に増加し紫蘇輝石を伴つてくる。この場合急冷周辺相に比し, 輝石全量として 4.6~7.7% 増加し, 更に岩体内で輝石のもつとも少ない pegmatic layer 中のものとの差は 14.6% になる。この傾向は明に橄欖石と共に鉄苦土鉱物の沈降 (重力分化) によるとされる。

次に斜長石は上半部に多くなり鉄苦土鉱物と逆関係を示している。尚, 分化の傾向を示すものとして, 鉄鉱物 (チタン鉄鉱, 磁鉄鉱, 赤鉄鉱) と最終充填物 (玻璃, 石英, アルカリ長石) の濃集がある。鉄鉱物は急冷周辺相で, しばしば pyritization により mode に過量に算定される場合がある, ひらたき型では初生量は 4.7% と測定された。興味ある点は最終充填物の量と鉄鉱物の量が平行して増減関係を示している。濃集はとくに上半部の pegmatic layer にみられ最高 5.6% を示す。更にこの場合最終充填物は 17.1% で殆んど微文象構造の石英及びアルカリ長石より構成される。この部分は特に晶出分化及びガス成分の上部えの濃集等の結果生成された 1 岩相である。

結論として, 上述の経過によりできる pyroxene rich layer が未分化の急冷周辺相に比較し, 相対的に構成鉱物のどのような消長関係に於いて成立するかと云う点について次の事があげられる。即ち輝石の減少: 輝石の著しい増加: 斜長石の軽微の増加: 鉄鉱物及び最終充填物の減少: 等の関係にある。これに対照して, ひらたき型急冷周辺相に対し畠村型の急冷周辺相の関係は次の様になる。橄欖石の軽度の減少: 単斜輝石及び斜方輝石共に減少: 最終充填物の著しい増加: 鉄鉱物及び斜長石は略等量: 等の関係, 中田型との間には橄欖石なし: 単斜輝石及び斜方輝石の減少: 斜長石の著しい増加: 鉄鉱物及び最終充填物は略等量: 等の関係にある。

従つて中田型及び畠村型は “in situ” の分化により生成される含紫蘇輝石岩相とは, 量比関係より一致せず, 全般的に消長は非調和的である。特に輝石鉱物の著しい減少と云う点は特に注目すべき現象である。

(ロ) 化学成分より

ひらたき型の各岩相の間には, 化学成分上の変化¹⁾ も著しく, 特に晶出分化及びガス成分の濃集による pegmatic layer にその変化が著しい。久この現象は隣接地域の瀬見dolerite²⁾, 大滝dolerite³⁾ と同一傾向を示すものである。即ち分化が進むに従い, SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, Na_2O , K_2O の増加, これに対し Al_2O_3 , MgO , CaO の減少である, 更に分化が強度⁴⁾ に進むに従い, SiO_2 , MgO , Na_2O の変化は急激になる。本報文の問題としては, 特に重力分化によって生成された pyroxene rich layer (第 3 表 No. 9) の化学成分が未分化急冷周辺相に対しどの様な成分差を示すかが問題となる。従つて第 3 表 No. 6 及び No. 9 を比較すると, SiO_2 と Al_2O_3 の減少, MgO の増加等の変化がみられる。その量著しくないが晶出分化による場合と必ずしも一致しない。

次に中田型, 畠村型の中に於いても “in situ” における分化がみられ, その傾向は

1) 構成鉱物の量比及び各鉱物の性質も同様に変る。

2) 今田 正: 岩鉱, 41, 67~74, 1957.

3) 今田 正: 前出

4) segregation vein, granophyre, pegmatite を意味する。

第3表 各岩型 (dolerite) 分析値

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	53.54	53.30	49.68	48.90	52.56	48.28	48.36	53.58	47.84
Al ₂ O ₃	17.61	17.74	16.72	16.28	15.76	16.78	14.81	13.80	16.56
Fe ₂ O ₃	4.57	6.21	5.69	5.16	5.96	4.58	7.82	6.17	4.28
FeO	4.91	4.36	3.88	5.87	3.99	4.95	4.86	6.74	5.80
MgO	5.43	5.28	6.78	6.98	5.78	8.02	6.36	3.62	8.88
CaO	7.96	7.78	9.56	9.16	8.74	9.30	9.52	6.12	10.60
Na ₂ O	2.80	2.52	2.30	2.96	2.44	2.15	2.82	4.35	1.96
K ₂ O	0.48	0.62	0.54	0.50	0.92	0.22	0.36	1.35	0.40
H ₂ O(+)	0.67	0.57	1.48	0.96	1.12	1.86	1.54	0.96	1.26
H ₂ O(-)	1.38	1.56	2.20	1.28	2.06	2.44	1.92	1.24	1.18
TiO ₂	0.79	0.60	0.54	0.48	0.47	0.42	0.45	1.00	0.50
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.36	0.32	0.42	0.09	0.07	0.08	0.11
MnO	trace	0.09	0.01	0.07	0.03	0.14	0.18	0.13	0.22
Total	100.20	100.67	99.74	98.92	100.25	99.23	99.07	99.14	99.59

1. Chilled margins of Nakada type (hypersthene dolerite)
2. Central part of Nakada type
3. Chilled margins of Hatamura type (hypersthene dolerite)
4. Central part (pyroxene rich) of Hatamura type
5. Inner part (micropegmatite rich) of Hatamura type
6. Chilled margins of Hirataki type (olivine dolerite)
7. Normal dolerite (upper) of Hirataki dolerite
8. Pegmatic layer of Hirataki type
9. Pyroxene rich layer of Hirataki type

ひらたき型と同じである (第3表で No. 1 より No. 2 へ, 又 No. 3 より No. 4, No. 5 へ)。問題はひらたき型から中田型, 畑村型に各々の急冷周辺相の化学成分上, どの様な差違があるかである。いま, 第3表, No. 6 より No. 1 及び No. 3 への関係に於いてみると, SiO₂ の増加, Al₂O₃ のやや増加, MgO の減少, Na₂O 及び K₂O のやや増加, 等の成分差がみられる。この傾向は第3表, No. 6 より重力分化により形成された No. 9 への傾向と殆んど一致せず, その程度も著しい。

従つて産地の hypersthene dolerite は岩漿分化 (in situ) の機構によつて olivine dolerite magma より derive されたとは考えられない。特に olivine dolerite と hypersthene dolerite との関係は化学成分上に於いては SiO₂+Al₂O₃ 合量の増加と MgO の減少及びアルカリ成分の増加と云う点が強調され, mode における輝石量の減少とも調和的である。

最後に本研究は文部省科学研究費をもつて行われた。明記して謝意を表す。

大隅半島高隅花崗岩中の球状岩 (I)*

Orbicular rocks in the Takakuma granite,
Osumi peninsula (I)

大庭 昇 (Noboru Ōba)**
石川 秀雄 (Hideo Ishikawa)***

Abstract : Orbicular rocks which are characterized by tourmaline were found from the central part of the Takakuma granite mass in the Osumi peninsula, Kagoshima Prefecture. The mode of occurrences, microscopic features, optical properties, twin types of plagioclase, volume ratios of the constituent minerals, estimated chemical composition from mode, and trace elements are given.

It is concluded that the formation of the rocks related to the greisenization and concentration of the boron-rich volatile towards the central part of the granite mass during the deuteric stage of the magmatic cooling.

まえがき

筆者のうちの一人、大庭は 1956 年以来、大隅半島北部、高隅地域の花崗岩についての岩石学的研究をつづけており、いくつかの事実については既に報告した¹⁾。

その後、筆者らは引き続き、岩体中心部の一部に産する既報の球状岩について、種々の面から研究を進めてきた。

球状岩は、わが国でも各地で発見され、数多く報告されているが、ここで述べるものは電気石で特色づけられるものであり、このようなものは未だ報告されていない。

本文では主として、この球状岩の産状と岩石学的特徴を記し、成因についての考えを述べることにする。

地質概略

高隅地域は下位のものから、時代未詳中生層、花崗岩質岩（筆者らは高隅花崗岩とよぶ）、姶良火山軽石流、ローム軽石層および沖積層よりなつていて（第 1 図）。

本地域の基盤をつくつてているものは、四万十雄岩系²⁾・四万十累層群などと総称され、従来、時代未詳中生層³⁾と呼ばれているものである。これは見掛上、下位の主として黒

* 1958 年 2 月 16 日日本地質学会西日本支部総会（九大）講演

** 鹿児島大学文理部地学教室

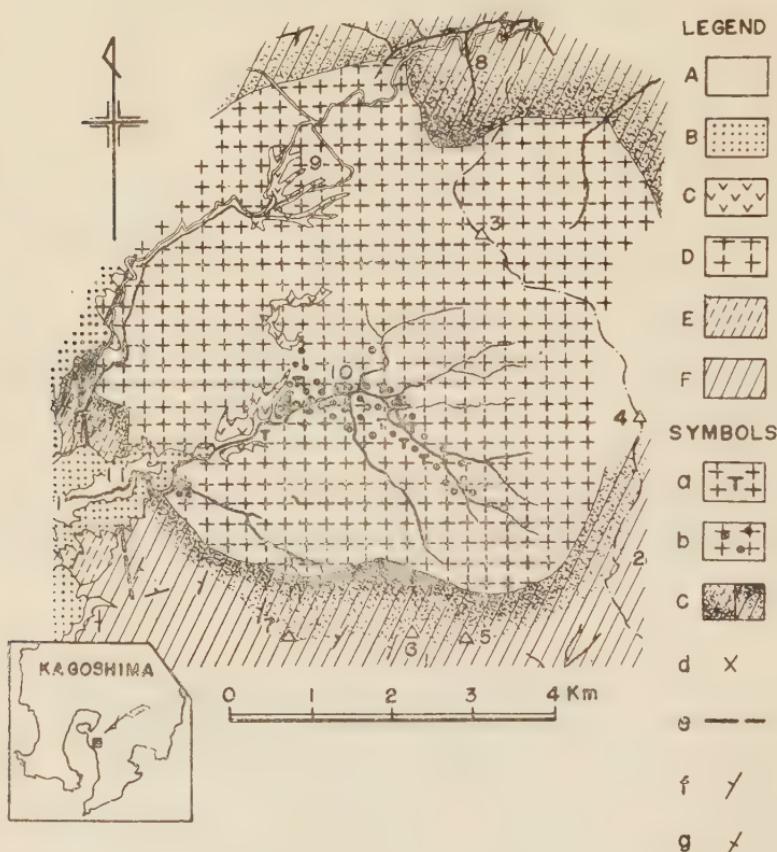
*** 鹿児島大学教育学部地学教室

1) 大庭 昇：鹿児島大学理科紀要, 7, 19~30, 1958.

2) Matsumoto, T.: Jap. Soc. Prom. Sci. Resear., Tokyo, 1953.

3) 伊原敬之助：7 万 5 千分の 1, 地質図幅並同説明書, 1930.

第1図 Geological map of the Takakuma area.



Legend

- A. Alluvium. Aira pumice flow
- B. volcanic ash, sand, so-called "Shirasu".
- C. welded tuff.
- D. Takakuma granite (leuco-sodaclase adamellite). unknown Mesozoic formation
- E. closed alternation of sandstone and shale (Ib).
- F. black shale with lenticular sandy patches (Ia).

Symbols

- a. tourmaline rich part in the granite mass.
- b. inclusion rich part in the granite mass.
- c. contact metamorphosed zone.
- d. producing place of the orbicular rocks.
- e. fault.
- f. strike and dip.
- g. strike and vertical dip.

Locality

1. Tarumizu.
2. Kanoya City.
3. Nanatu-dake.
4. Onogara-dake.
5. Hira-dake.
6. Yoko-dake.
7. Haku-san.
8. Nanatudani.
9. Ōnobaru.
10. Sarugajō.
11. Shinkōji.

色頁岩（シルト質～砂質）および砂質バツチを含む頁岩よりなり、砂岩・粘板岩・千枚岩などを挿有している Ia 層（仮称）と、上位の主として黒色頁岩および砂岩の厚い互層よりなる Ib 層（仮称）とからなつてゐる。

走向は NNE～SSW で、NNW に傾斜する単斜構造を示す。

最近、この層群は橋本¹⁾²⁾・宮久ら³⁾、橋本・野田ら⁴⁾により、中生代から古第 3 紀までの長期間に堆積した地向斜堆積物と推定され、木下・宮下⁵⁾らは本層を四万十層群の一部に對比できるとしている。

これを貫いて面積 100 数 10 平方 km に達するほぼ円状の分布をなす高隅花崗岩体があり、この花崗岩の貫入により、時代未詳層は幅 1～2km にわたる熱変成を受け、ホルンフェルスとなつてゐる。

また、黒雲式の始良火山軽石流⁶⁾⁷⁾は時代未詳中生層および花崗岩を被つて堆積している。

高隅花崗岩

本岩体は大隅半島南部の一部を占める花崗岩類とひとつづきの底盤の一部が突出しているものとみられ、木下・宮久ら⁵⁾はドーム状小底盤としている。

時代未詳中生層との接觸は、かなり sharp で七ツ谷における接觸面は N 70° E の方向に走り、北に 80° 傾斜している（第 6 図 A）。

岩体は中心部から未詳層との接觸部にかけて、アブライト質、中～粗粒質、アブライト質と岩相を変化し、接觸部ではところにより石英粗面岩質の急冷周縁相を呈する。そこで岩体を中心部、中間部（中心部と接觸部の間）および接觸部に分け、それぞれの鉱物成分と、その容量比を求めてみた。その結果を第 2 図に示す。

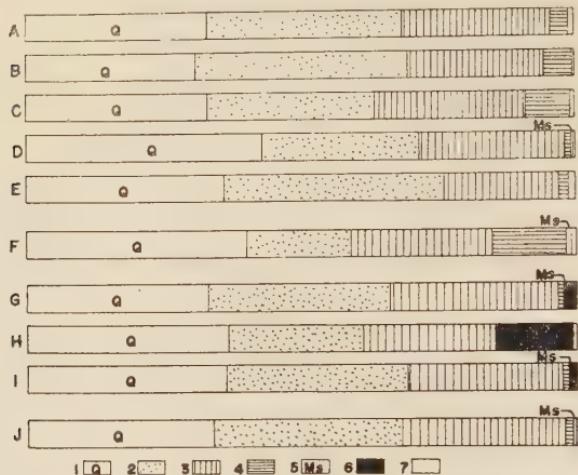
第 6 図 B は鏡下における典型的な中間部花崗岩質岩の状態を示す。

重量比を計算し、第 3 図 diagram 上にプロットすると、大部分 Johannsen⁸⁾の leuco-sodaclase adamellite のフィールドに入るが、概してアブライト質のものは Q-Pt 側に寄つたフィールドに、中～粗粒のものは Or 側に片寄つたフィールドに、それぞれプロットされる。また、全体として中心部より接觸面にかけて Mf を指向する傾向があるがわれる。

また、斜長石の成分範囲および黒雲母の屈折率（20°C）を比較すると、全体として中心部より接觸部に向い大きくなる傾向がみられる（第 4 図）。

- 1) 橋本 勇： 九大教養学部地学研報, 1, 1955; 2, 1956.
- 2) 橋本 勇： 九大農學部演習林報告, 28, 1957.
- 3) 宮下三千人・橋本 勇・田中信也・黒木良一・幸田季良・岩崎 健・毛利元躬・森田準之助・淵上光政： 屋久島西部の地質鉱床調査報告, 1956.
- 4) 橋本 勇・野田光雄・宮久三千人・斎藤正規・神戸信和・井上正昭・木野義人： 地質, 62, 358 (演旨), 1956.
- 5) 木下亀城・宮下三千人： 鹿児島県高隅山鉱床調査報告, 1953.
- 6) 山口鎌次： 地質, 44, 745～773, 1937.
- 7) Matsumoto, T. : Jap. Jour. Geol. Geogr., 19, 1943.
- 8) Johannsen, A. : A descriptive petrography of the igneous rocks, I & II, 1955.

第2図 Average volume ratios of essentials constituting of Takakuma granite, small-ball-typed inclusions, orbicular rocks and the surrounding granitic rocks.



1. quartz.
2. orthoclase.
3. plagioclase.
4. biotite.
5. muscovite.
6. schorlomite.
7. the others.

Takakuma granite

A: center. B: margin. C: near contact. (A-C medium-grained). D: center. E: near contact. (D and E aplitic). F: small-ball-typed inclusion. G: orbicular rock. H: leucocratic core. I: melanocratic part. leucocratic outer part of ball-like rock. J: surrounding granitic rock.

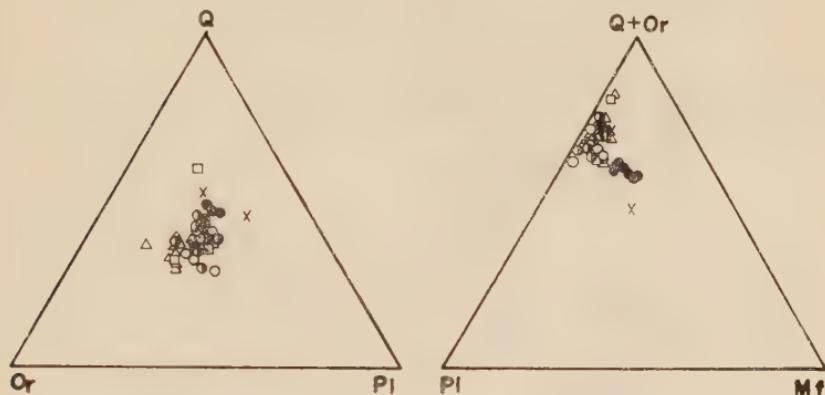
注目すべきことは、岩体中心部のアプライト質の部分に、電気石 (schorlomite)・小球型包有岩およびザクロ石 (almandite) が比較的多く、かつ、その一部に球状岩を産することである (第1図で ● T および × で示してある)。第6図はザクロ石を含む岩体中心部アプライト質岩の鏡下における状態を示す。

有田¹⁾も高陽花崗岩を貫く脈岩には電気石を作うアプライト岩が多いと述べているが、電気石は岩体中心部の割目を充たす脈岩類に伴つて現われるほかに、母岩の空隙を埋めて塊状の電気石バツチとして現われる。

このように岩体中心部が電気石にとむことは、この部分が岩体形成時、とくに揮発成分の濃集し易い環境にあつたことを物語るものである。本報で問題としている著しく電気石にとむ球状岩が、この岩体中心部の一部に産し、他地域ではほとんど見られないということは、それがこのような特殊な環境のもとで生成されたものであることを示している。

1) 有田忠雄： 地質， 59， 342， 1953.

第3図 Variation diagrams in modal compositions of orbicular rocks, small-ball-typed inclusions and Takakuma granite.

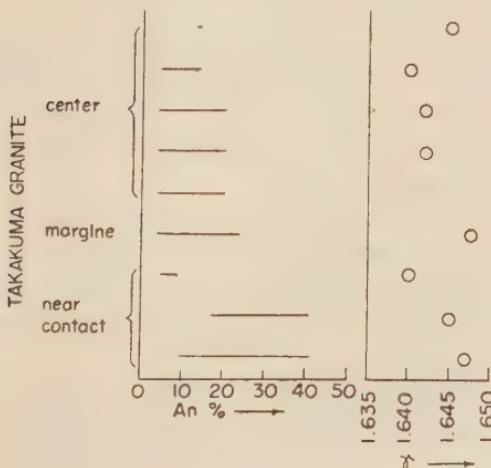


Q : quartz. Or : orthoclase. Pl : plagioclase.

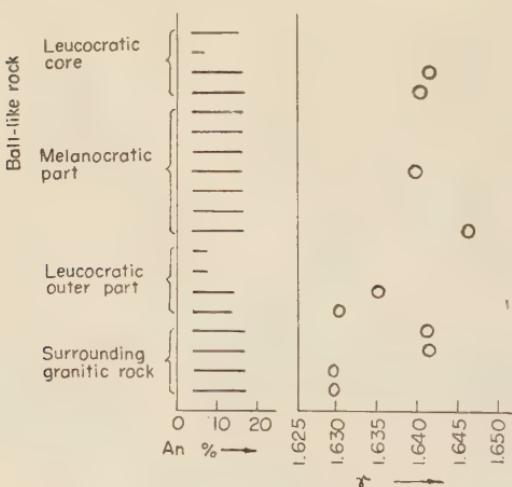
Mf : mafics and minor accessories.

- : leucocratic core } orbicular rock
- : melanocratic part }
- : leucocratic outer part of orbicular rock.
- : fine-grained granitic rock surrounding the orbicular rock.
- × : small-ball-typed inclusion.
- △ : takakuma granite (medium-grained and aplitic).

第4図 Composition of plagioclase and γ of biotite in the Takakuma granite.



第5図 Composition of plagioclase and γ of biotite in the orbicular rocks and surrounding granitic rocks.



なお、本岩体の貫入時期については、桃井^{1,2)}の最近の Ra 含有量に関する研究によると、Ra 2.42×10^{-12} gr/gr で第3紀（中新世）に属し、また、宮下・木下・富田ら³⁾によるジルコン法を適用した結果では、ほぼ古第3紀暁新世～始新世と推定されている。

包有岩類

高隅花崗岩は3つのタイプの包有岩を包有している。すなわち、黒雲母片岩状のもの、黒雲母にとむ小球状のもの（小球型包有岩と呼ぶことにする）および電気石にとむ球状のもの（球状岩と呼ぶことにする）である。

黒雲母片岩状の包有岩 これは岩体中心部の球状岩の産地では余り認められないが、ここを除けば岩体全域の諸所に産する（概して時代未詳中生層との接触部に近づく程多い）。

大多数のものは（第6図D）に示すように片理を残した黒雲母片岩質のもので、しばしばザクロ石その他の変成鉱物を生じている。

この包有岩がどこからもたらされたものであるかは、今のところ明らかではないが、粘土質堆積岩源のものであることに間違いない。

小型包有岩 この包有岩は概して岩体の中央部に現われ、とくに岩体中心部で多くみられるもので、直径 1～3 cm の小さな球状の黒色ないし黒褐色の包有岩（第6図E）

1) 桃井 齊： 岡山大学温研報, 19, 18, 1957.

2) 桃井 齊： 九州の第3紀花崗岩の Ra 含有量、日本地質学会西日本支部総会講演, 1958.

3) 宮久三千年・木下亀城・富田 達： 地質, 59, 309, 1953.

である。

これは主として、石英・正長石・灰曹長石 (An 11~14%)・黒雲母・白雲母からなり (第 2・3 図)、組織は周囲の花崗岩質岩のものとほとんど同様で、黒雲母にとんでいる。これらの性質からみて、この包有岩は、おそらく、同源捕獲岩であらうと思われる。第 6 図 F は鏡下における状態を示す。

この包有岩は後述の球状岩と較べて、形が小さく、また、電気石を含有していないので、両者の区別は容易である。

球 状 岩

産地および産状

球状岩には優白色アブライト質内核を有するものと、有しないものがある。後者は猿ヶ城を中心として、高隅川に沿い、おもにその上流約 1 km の範囲に産し (猿ヶ城の両方に不完全なものが認められる)、前者はその一部に、すなわち、猿ヶ城の北東方約 1 km の地点、河川に沿つて約 50 m の範囲にわたり、この附近を構成しているアブライト質岩石中に多数密集して産する (第 6 図 G)。(第 1 図、地質図上 × で示す)。本報では主として、優白色アブライト質内核を有するものについて述べることにする。このものは、この地点以外では、猿ヶ城の西方約 0.5 km の地点で僅かに認められるほか、他地域では見出すことはできない。

球状岩の大きさは大小様々であるが、最も多く現われかつ典型的なものでは直径約 10~15 cm である。外觀は黒色球状で、断面では輪状を示し、中心部より外側に向い、内核 (幅約 2 cm)・優黒色輪状部 (幅 1~5 cm) (以後、優黒色部と呼ぶ) があり、これを優白色外側部 (幅 2~5 cm) がとりかこんでいる (第 6 図 H)。

内核と外側部は優白色アブライト質で、全体として同心球状をなしている。母岩と球状岩との境界は一般に明瞭である。

岩石学的性質

球状岩を内核と優黒色部およびこれをとりまく優白色外側部の 3 部について、それぞれの鉱物容積比を求めた。その結果を第 2 図に示す。比較のため母岩の鉱物成分を併記してある。

球状岩は全体として、石英・正長石・斜長石・電気石・黒雲母のほか、わずかの白雲母からなつており、副成分として、紅色のザクロ石 (almandite)・榍石・磷灰石・ジルコン・磁鉄鉱を伴い、構成鉱物の一部は分解して絹雲母・綠泥石 (penninite) を生じている。

優白色内核 第 7 図 A は内核の鏡下における状態を示す。

正長石には perthite 連晶をなすものがあり、中心部や周縁部または劈開線に沿つて、絹雲母化しているものがある。また、正長石中の割合を電気石が不規則に交代しているものがある (第 7 図 B)。

斜長石は概して myrmekite をなすものが多く、ときに劈開線の屈曲しているもののがみられる。溶液法により (001) 面上における屈折率 (20°C) を測定した結果、 $n_1=1.530$ 、 $n_2=1.544$ 、 1.544 で、An 4.0~16.2% の範囲に入り、曹長石ないし灰曹長石に属する。

黒雲母はジルコン・磁鉄鉱などを包有しており、ジルコンの周囲には多色性ハローが認められる。ときに、黒雲母の劈開線に沿い電気石が交代しているのが認められ、白雲母と平行連晶をなすものも見られる。屈折率 (20°C) は $\gamma=1.640, 1.642$ で、 X =帶黃白色～淡黃色、 Z =オレンジ色～濃赤褐色を示す。

電気石は淡黃色の榍石・磁鉄鉱などを含有している。

優黒色部 第7図 C は鏡下における典型的な状態を示す。

鏡下で観察される著しい特徴は、正長石・斜長石・黒雲母などが劈開線や割目に沿つて、電気石により交代されていることである。第7図 D は累帯構造をなす斜長石の内部が電気石によって交代されている状態を示す。

電気石は肉眼的に黒色を呈し（きわめてまれに美しい緑色を呈する indicolite が発見される）、鏡下では多色性著しく、 X =無色～淡緑色、 Z =緑色、青緑色、青色を示し、屈折率 (20°C) は $No=1.657, Ne=1.622$ で schorlite に属し、ジルコンを包有しているものがある。

斜長石には myrmekite をなすものが少くない。屈折率 (20°C) は (001) 面上、 $n_1=1.530, n_2=1.545$ で、 $An 4\sim16\%$ の範囲にあり、曹長石ないし中性長石に属する。正長石には perthite 連晶を示すものがある。

黒雲母は X =淡黃色、 Z =褐色～赤褐色の多色性を示し、屈折率 (20°C) は $\gamma=1.639, 1.647$ で、白雲母とは平行連晶をなす。

優白色外側部 鏡下における状態を第7図 E に示す。

主成分鉱物および副成分鉱物は、内核と同様であるが、比較的ザクロ石が多い。

電気石は全く含まれないか、含まれていてもわずかである。電気石が少い場合は黒雲母が多く、全く欠くときは黒雲母が甚だ多い。このことは黒雲母の電気石化の程度のいかんによるとみられるが、一般に黒雲母と電気石とは密接に伴つて現われる傾向がある。

— 第6図 写真説明 —

A. Sharp contact between the unknown Mesozoic rocks (M) and Takakuma granite (G).

B. Microphotograph of the typical Takakuma granite (medium-grained leuco-sodaclase adamellite). *Crossed nicols.* Q : quartz. Or : orthoclase. Pl : plagioclase. Bi : biotite.

C. Microphotograph of garnet-bearing aplitic rock in the central part of the mass of Takakuma granite. *Open Nicol.* Ga : garnet showing euhedral form.

D. Biotite schistose inclusions (rounded ellipsoidal form) included in the Takakuma granite.

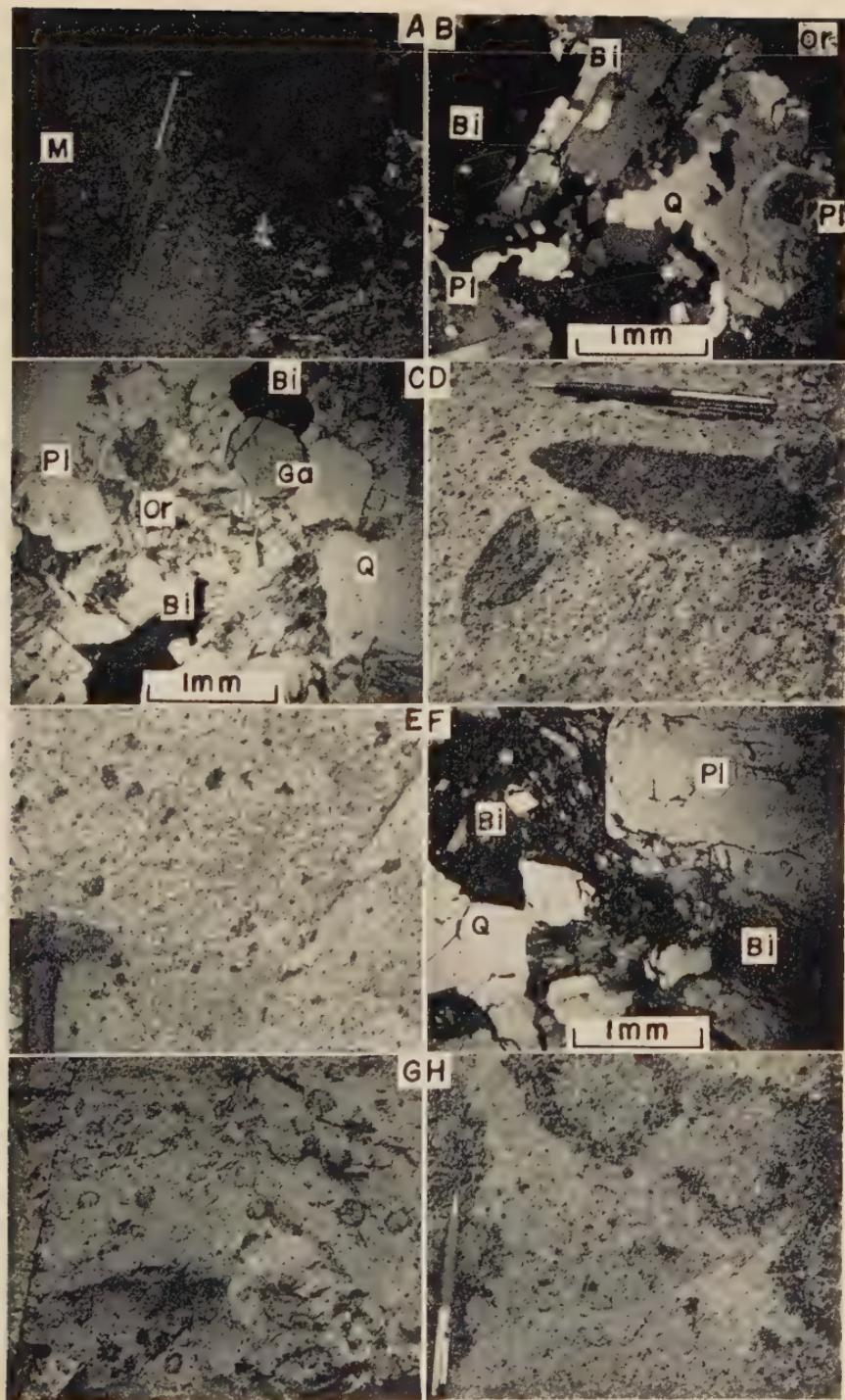
E. Black-coloured small-ball-typed inclusions rich in biotite in the center of the granite mass.

F. Microphotograph of the inclusion of small-ball type, rich in biotite. *Open Nicol.*

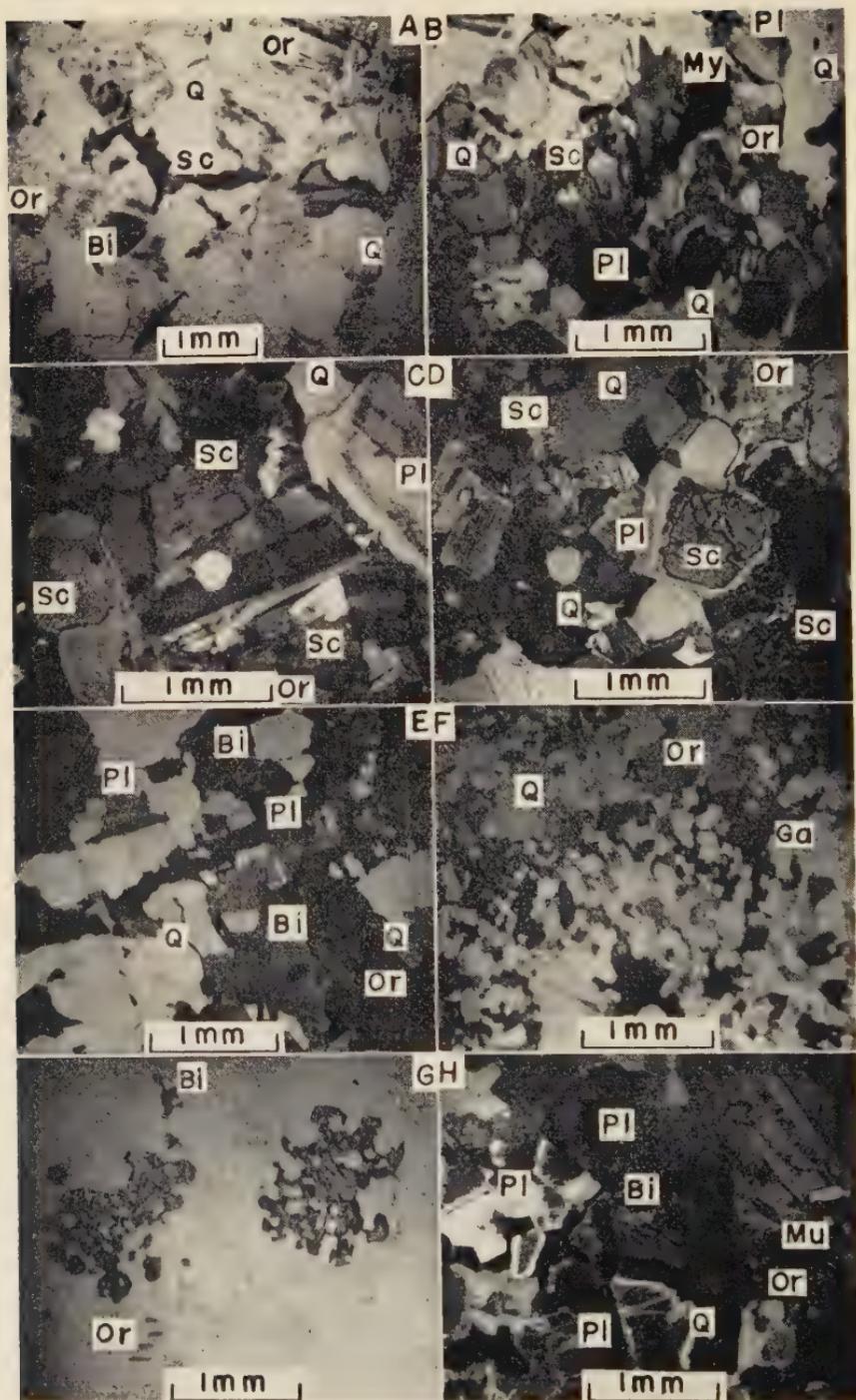
G. Orbicular rocks rich in schorlite concentrate in a part in the center of the mass of Takakuma granite.

H. Ditto. Photograph enlarged. Note black rings rich in schorlite, leucocratic cores and surrounding margins (leucocratic outer part).

第 6 図



第 7 図



黒雲母は $X =$ 無色・淡黄色・黄色・ $Z =$ 淡褐色・帶緑褐色・暗濃赤褐色の多色性を示し、屈折率 (20°C) は、 $\gamma = 1.630, 1.635$ である。

白雲母は黒雲母と平行連晶をなすもののはかに、平板状あるいはセイニ状となつて現われ、セイニ状をなすものがかなり多い。

斜長石は myrmekite をなすものが比較的多く、屈折率 (20°C) は (001) 面上、 $n_1 = 1.530, n_2 = 1.541, 1.543$ で、An 4~14% の成分範囲にあり、曹長石ないし灰曹長石に属する。

正長石には Carlsbad 式双晶をなすものがあり、perthite 連晶を示すものも認められる。斜長石・正長石は内部あるいは周縁部で、一部絹雲母化している。

電氣石は屈折率 (20°C) $\text{No} = 1.652, \text{Ne} = 1.625$ で、 $X =$ 無色~淡緑色、 $Z =$ 緑色・青緑色・青色を示し、燧灰石を包有している。

周囲の母岩 直径 1 mm 前後の結晶粒よりなる優白色アブライト質の外観を呈するもので、直径 1 mm 前後の紅色のザクロ石を比較的多く含んでいる。第 7 図 H は鏡下における典型的な状態を示す。主に細粒モザイク組織をなすものもある (第 7 図 F.G)。

斜長石は一般に聚片双晶をなし、累帶構造をなすものがわざか認められ、myrmekite をなすものがかなりある。ときに正長石により一部交代されているものがみられる。

屈折率 (20°C) は (001) 面上、 $1.530 (n_1) \sim 1.543 (n_2)$ で、An 4~14% の範囲にある (比較のため第 5 図に一括して示してある)。

黒雲母の中で大きな flake 状のものは散点的に存在し、小さなものは集まつて集斑状を呈している。分解したものは、緑泥石 (penninite の結晶をなすものがある)・黝簾石などを生じ、しばしば黒雲母の周囲を微粒の磁鉄鉱が囲んでいるのがみられる。屈折率 (20°C) は $\gamma = 1.640, 1.645$ で多色性、 $X =$ 淡青色~オレンヂ色、 $Z =$ 暗褐色を示す。

— 第 7 図 写 真 説 明 —

A. Microphotograph of the leucocratic core of orbicular rock. Showing relations between schorlomite (Sc), orthoclase (Or) and quartz (Q). Open nicol. Bi : biotite. Ga : garnet.

B. Ditto. orthoclase crystal replaced by schorlomite. Faintly zoned plagioclase (Pl) with myrmekitic quartz blebs projecting into orthoclase in upper center. Crossed nicols. My : myrmekite.

C. Microphotograph of the black ring of orbicular rock. Showing typical relations between schorlomite, plagioclase, orthoclase and quartz. Crossed nicols.

D. Ditto. Note a faintly zoned plagioclase crystal replacing by schorlomite. Crossed nicols.

E. Microphotograph of the leucocratic outer part of orbicular rock. Crossed nicols.

F. Microphotograph of leucocratic fine-grained granitic rock (of the center in the mass) surrounding orbicular rock. Showing mozaic texture. Crossed nicols.

G. Ditto. Containing garnets. Open nicol.

H. Microphotograph of the typical surrounding leucocratic fine-grained garnet-bearing granitic rock. Crossed nicols. Mu : muscovite.

日高国幌満川上流の斑柄岩質閃綠岩中の珪長質変成岩

並びにこれに伴う細粒包有岩

(特に変成岩・包有岩の準火成岩構造の形成及び
斑柄岩質閃綠岩と珪長質変成岩との関係について) (I)

Stndy of felsic metamorphic rock and its associated
inclusion in gabbro-diorite of Horoman river,
Hidaka province, Hokkaido

浅井 宏 (Hiroshi Asai)*

Abstract : At the up-stream of the Horoman river, Hidaka province, felsic metamorphic rocks which are mainly composed of biotite hornfels, biotite migmatite, tonalitic migmatite and coarse biotite diorite are enclosed in gabbro-diorite on a small scale.

The biotite hornfels is not homogeneous and has clots of plagioclase-biotite rock with sub-globular porphyritic texture of biotite. In biotite and tonalite migmatites, the sub-igneous textures are recognized, and in their inclusions such as plagioclase-biotite or plagioclase-hornblende rocks the sub-diabase texture are also observed.

The migmatites, coarse biotite diorite, and their inclusions are considered to be the products of the metamorphism which differentiated from biotite hornfelsic rocks in the early and middle stages of the mechanical movement.

The gabbro-diorite has the relict texture of the migmatite and it seems that the gabbro-diorite was intruded before the stage of the migmatization.

No contact effects are found between the felsic metamorphic rock and the gabbro-diorite.

1. まえがき

日高国幌満川上流には、広い範囲にわたって細粒、中粒、粗粒の比較的塊状の塙基性岩が分布している¹⁾。この塙基性岩体中には屢々小規模な範囲の細粒、中粒、粗粒の珪長

* 北海道学芸大学地学教室

1) 舟橋三男・猪木幸男：幌満川図幅説明書、地調、1956。
舟橋三男・橋本誠二外 6 名：地質、62, 401~408; 62, 464~471; 62, 541~549, 1956.

舟橋三男・橋本誠二外 3 名：北海道地下資源資料、31, 15~40, 1957.

Hunahashi, M. : Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, Geol. & Min., IX, 415~469, 1957.

質变成岩の複合岩体がはさまつている。本稿は、この变成岩類及びこれに伴う 2, 3 の細粒包有岩の産状、性状を述べ变成の初期～中期に形成される準輝綠岩構造¹⁾をつくる岩石、トーナル岩質混成岩（粗粒な含石英一黒雲母閃綠岩を含む、以下これに同じ）、粗粒な黒雲母、閃綠岩の準火成岩構造²⁾の形成及びこの珪長質变成岩と周囲にある塩基性岩中粒一細粒の斑柄岩質閃綠岩）との関係について述べる。

記述にあたつて御討論をしていたいた北海道大学舟橋三男、橋本誠二両先生、北海道地下資源調査所斎藤昌之氏をはじめ多数の日高变成帯研究グループの方々、終始変らぬ御指導、御鞭撻をいたいたい北海道大学鈴木醇、石川俊夫両先生に厚く謝意を表する。研究に使用した経費の一部は、文部省自然科学研究費、開発庁、北海道地下資源調査所、工業技術院地質調査所北海道支所、北海道庁科学研究費交付金による所が多く、ここに明記して謝意を表する次第である。

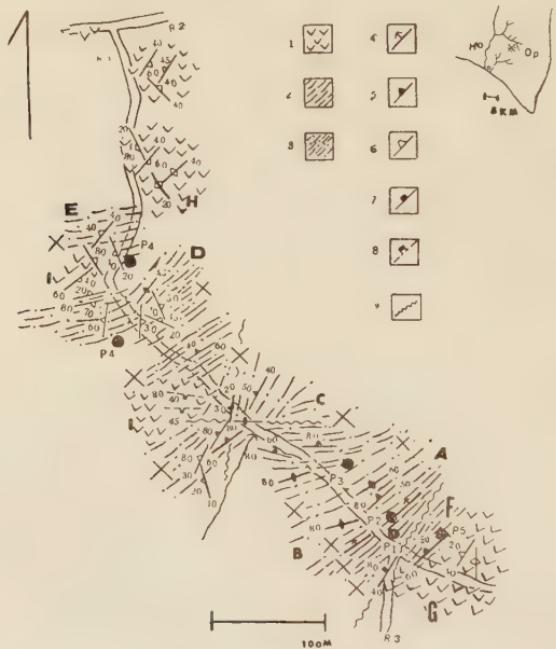
2. 産 状

本稿に記述する塩基性岩中に挿まれた如き産状を示す珪長質变成岩類（混成岩類等を含む、以下これに同じ）は、日高国幌満川上流オビラルカオマツブ川の一岩体である（第1図）。この珪長質变成岩は、黒雲母ホルンフェルス（又は片状一黒雲母ホルンフェルス、以下これに同じ）、黒雲母混成岩（又は片麻状一黒雲母混成岩、以下これに同じ）、トーナル岩質混成岩（又は片麻状一トーナル岩質混成岩、以下これに同じ）粗粒黒雲母閃綠岩等より成り、巾約 400 m、片理方向の延長約 500 m にわたつて塩基性岩体中にあり N 40° E、鉛直；N 60° E、40° NW；N 60° E、80° NW；N 80° W、60° NE；EW、8° N；N 60° E、鉛直等の弱い片理があり、いずれも線構造が明瞭でないことが特質となつてゐる。部分的に N 40° E、80° NW；EW、鉛直等の巾 1 m 内外の後期にできた破碎帶がある。この岩体中の細粒、粗粒の黒雲母ホルンフェルス、黒雲母混成岩は珪長質变成岩のうちでは小規模で、主に下盤近傍にあり（第1図 A）、互に不規則な縞状構造を示し、上盤に向つて次第に纖維状角閃石トーナル岩質混成岩が多くなる（第1図 C）。このトーナル岩質混成岩の一部は、片麻状構造となり纖維状角閃石一黒雲母ホルンフェルスと不規則な縞状構造を示している（第1図 B）。更に上盤に至ると前記のトーナル岩質混成岩中に纖維状角閃石、褐色角閃石を比較的多く含む粗粒黒雲母閃綠岩が観察され（第1図 D, E）、また一部には角閃石が少くなり含角閃石一黒雲母混成岩に移り變つていて、遂に石英に富んだ混成岩質脈状岩になつてゐることがある。下盤側は先に述べた黒雲母混成岩、黒雲母ホルンフェルスの不規則な縞状構造（第1図 A）から下盤に向つて黒雲母混成岩、トーナル岩質混成岩となる傾向がある（第1図 F）。また片理の延長方向では、両翼ともにトーナル岩質混成岩になる。この珪長質变成岩の上盤、下盤、片理の延長の両翼とも变成岩に接する周囲の塩基性岩は、細粒、中粒の黒雲母一褐綠色角閃石 斑柄

1) 輝石以外の比較的粒状化した有色鉱物及び斜長石がポイキリテツク自形斜長石と組合わざつて狭義のポイキロオフィテツク構造に似た構造を示す場合をこゝではいう。以下これに同じ。

2) 白形斜長石の間を石英が不規則な形を示して充填するか或は白形斜長石と角閃石が組合わざつてオフィテツク構造に似た構造を部分的に示す場合をこゝではいう。以下これに同じ。

第1図 島満川上流（オビラルオカマツブ川）の細、中粒斑岩質
閃緑岩中の珪長質変成岩及びこれに伴う、細粒岩の産状



1. 細、中粒、黒雲母一斑岩質閃緑岩、2. 黒雲母ホルンフェルス、黒雲母混成岩、3. トーナル岩質混成岩（含石英一黒雲母閃緑岩をふくむ、以下これに同じ）、4. 比較的に顕著な片理、5. 比較的に顕著でない片理、6. 節理、7. 庄碎帶の走向傾斜、8. 節理に沿つた優白質脈状岩の走向傾斜、9. 庄碎帶、
 A 黒雲母ホルンフェルス、黒雲母混成岩の縞状部、B 繊維状角閃石一黒雲母ホルンフェルス、纖維状角閃石一トーナル岩質混成岩の縞状部、C 繊維状角閃石 トーナル岩質混成岩、D, E, F 粗粒一褐色角閃石一纖維状角閃石一黒雲母閃緑岩のある部分、G, H, I 細粒、中粒の黒雲母一褐緑色角閃石一斑岩質閃緑岩、×印は所謂変成石灰質圓球の包有岩の位置、黒丸は細粒包有岩で P₁ 準グロメロ斑状構造一斜長石一黒雲母岩、P₂…準輝緑岩構造一斜長石一黒雲母岩、P₃…準輝緑岩構造一含黒雲母一角閃石一斜長石岩、P₄…準輝緑岩構造一黒雲母 斜長石一角閃石岩、P₅…細粒、中粒の黒雲母一褐緑色角閃石一斑岩質閃緑岩、R₁…右二の沢、R₂…右一の沢（通称鉱山の沢）、R₃…左一の沢、R₁, R₂ が合流してオビラルカオマツブ川となる。索引地図の Ho …島満川、同 Op…オビラルカオマツブ川。

岩質閃綠岩（第1図 G, H, I）である。しかも混成岩から明らかに導かれた優白質の黒雲母—石英—斜長石岩又は石英—斜長石岩によつて包みこまれている（第1図 P₅, 第2図 1 a）。また別にこの斑柄岩質閃綠岩の節理に沿つて（第1図 I）優白質の石英—斜長石脈状岩が充填し、その先端は薄失してゆく（第2図 1 b）。この後者の節理を充填する岩石は先に述べた黒雲母—石英—斜長石岩の如く直接には変成岩との関係は不明であるが密接な関連をもつてゐるものと考えられる。即ち、先に述べた珪長質変成岩のうちの黒雲母ホルンフェルス中では所謂変成石灰質團球が形成される¹⁾。また細粒黒雲母ホルンフェルスを除き他の粗粒な珪長質変成岩中には、それよりも細粒で周囲の変成岩の有色鉱物と同種類で而も多量に含む塩基性の岩石（第1図 P₁, P₂, P₃, P₄）と前述の黒雲母ホルンフェルス中の所謂変成石灰質團球と比較して大いさ及び岩質の異つた変成石灰質團球（第1図 ×印）が包有されているのである。ここに注意すべきは、粗粒な珪長質変成岩から導かれた黒雲母—石英—斜長石岩のみが周囲の斑柄岩質閃綠岩を包有していることである。

こゝに前述した変成岩及びこれに伴う脈状岩、細粒塩基性包有岩を列挙すると次の如くなる。変成岩は、1 細粒及び粗粒黒雲母ホルンフェルス（第1図 A）、2 繊維状角閃石—黒雲母ホルンフェルス（第1図 B）、3 黒雲母混成岩（第1図 A）、4 繊維状角閃石—トーナル岩質混成岩（第1図 B, C）、5 粗粒—褐色角閃石—繊維状角閃石—黒雲母閃綠岩（第1図 D, E, F）、6 含淡緑色角閃石—黒雲母混成岩（第1図 D, E, F の一部）、7 (a) 黒雲母—石英—斜長石岩（第1図 F の一部）、(b) 石英—斜長石脈状岩（第1図 I の節理を充填するもの）から成る。包有岩は 1 黒雲母の準グロメロ斑状構造²⁾を有する斜長石—黒雲母岩のクロツト（前記 1 の粗粒岩に包有されるもので第1図 P₁）、2 準輝綠岩構造を有する斜長石—黒雲母岩（前記 3 の岩石に包有されるもので第1図 P₂）、3 準輝綠岩構造を有する含黒雲母—角閃石—斜長石岩（前記 4 の岩石に包有されるもので第1図 P₃）、4 準輝綠岩構造を有する黒雲母—斜長石—角閃石岩（前記 5 の岩石に包有されるもので第1図 P₄）、5 細粒又は中粒の黒雲母—褐綠色角閃石—斑柄岩質閃綠岩（前記 7a の岩石に包有される岩石で珪長質変成岩の周囲にある塩基性岩の一部で第1図 P₅）で前項の 2, 6, 7(b) の岩石には包有岩はない。こゝに更に特記すべきは、上記の珪長質変成岩うのちで 3, 5 には部分的に所謂火成岩といわれる構造が観察され、このような部分が変成岩構造を有する部分と全く連續的な産状を示していることである。

3. 変成岩及びこれに伴う細粒岩周囲の斑柄岩質閃綠岩の岩質

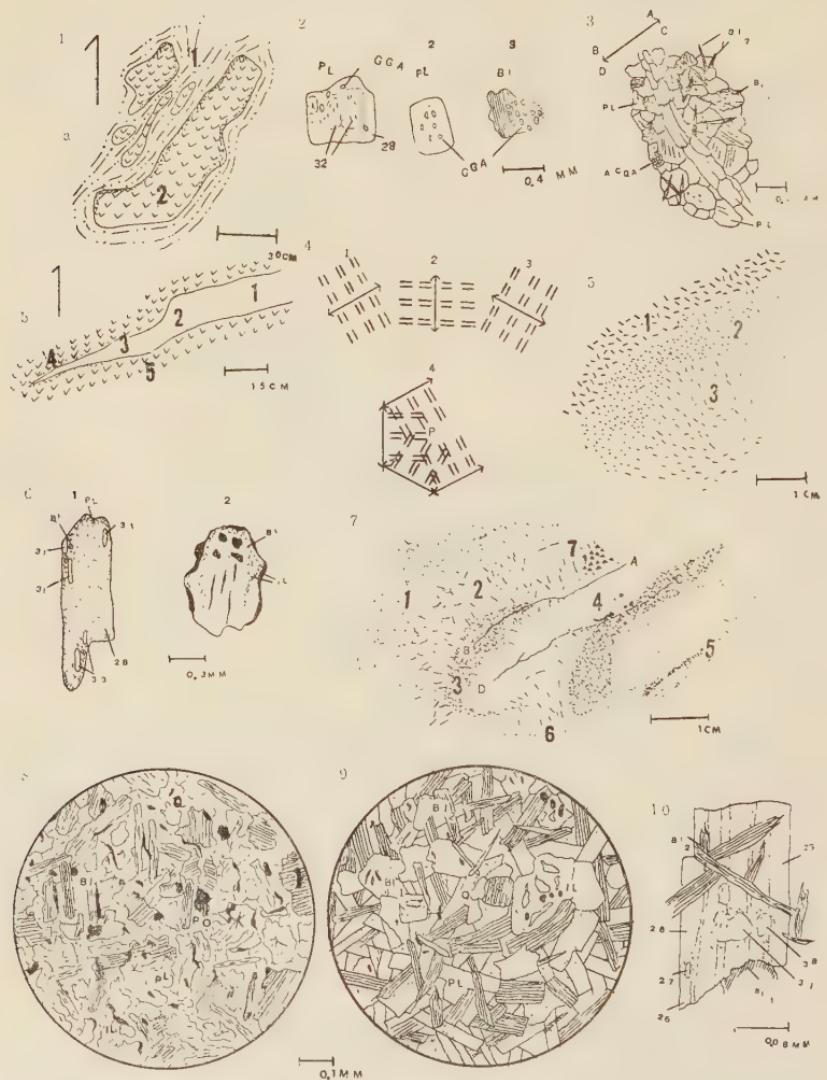
2 項で述べた諸岩石の岩質について述べる。

A. 黒雲母ホルンフェルス（第1図 A）細粒黒雲母ホルンフェルス（1 a）と粗粒黒雲母ホルンフェルス（1 b）があるが両者とも黒雲母混成岩と不規則な綺状構造を示す。1 a は黒雲母の点紋を有することがある。斜長石（47.8%）、黒雲母（41.9%）、磁鐵鉱、

1) 浅井 宏：岩鉱，印刷中。

2) 基質になつてゐるホルンフェルス構造に対して不完全なグロメロ斑状構造を示す場合をこゝではいう。この構造を示してゐる部分は部分的にクリスークロス構造が観察せられるがこれらを一括して準グロメロ斑状構造とした。以下これに同じ。

第 2 図



1. 黒雲母—石英—斜長石岩 (又は石英—斜長石岩) (1) に包有された細粒乃至中粒黒雲母—褐緑色角閃石—斑柄岩質閃緑岩 2, 同図 2 は石英—斜長石脈状岩 (1, 2, 3) に節理に沿つて充填された細粒乃至中粒・黒雲母—褐緑色角閃石—斑柄岩質閃緑岩 (4, 5) 角閃岩の周辺部には部分により黒雲母の多い部分 (細点で示す) が見られる。
2. 粗粒黒雲母ホルンフェルス (1) 及び同包有岩の黒雲母の性状, PL…斜長石, GGA…粒状化淡緑色角閃石, Bi…黒雲母, 数字は斜長石の An 成分を示す。
3. 不均質な粗粒・黒雲母ホルンフェルス中の斜長石, 黒雲母の準グロメロ斑状構

イルメナイト, チタン赤鉄鉱, 磁硫鉄鉱 (5.5%), 石英 (4.8%) より成り, 細粒なグラノプラステック構造を示す。斜長石: An_{33} , An_{35} , An_{38} を示す。部分的に斜長石の新鮮化, 塩基性化の現象が伺われる¹⁾。しかしこの程度は低い。黒雲母: 消散して磁鉄鉱, イルメナイト, チタン赤鉄鉱, 磁硫鉄鉱を排出する。X……淡褐色, Y=Z……褐色, γ ……1.619~1.625。イルメナイト, チタン赤鉄鉱, 磁硫鉄鉱: 黒雲母が消散するか不安定になると共に形成せられる²⁾。石英: 上記の諸鉱物を包みこむがその間を充填する傾向がある。1b はやゝフオリエーションの発達した不均質の岩石である。典型的な部分は, 斜長石 (67.2%), 黒雲母 (23.1%), 石英 (8.5%), 磁鉄鉱, イルメナイト, チタン赤鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 粒状化淡緑色角閃石 (1.2%) より成り, 細粒なグラノプラステック構造を示す。斜長石: An_{27} , An_{28} , An_{29} , An_{31} , An_{33} を示す。斜長石の新鮮化, 塩基性化の現象が認められる。この際に粒状化した淡緑色角閃石を形成する³⁾ (第 2 図 2 の 1)。黒雲母: 消散するか又は不安定になつていて, 磁鉄鉱, イルメナイト, チタン赤鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 粒状化淡緑色角閃石が形成されるが 1a の岩石に比較してそのモードが示す如くその程度は低い。X……淡褐色, Y=Z……褐色, γ ……1.620。石英: 櫛歯状になつて他の鉱物の間を充填する。磁鉄鉱, イルメナイト, チタン赤鉄鉱, 磁硫鉄鉱, 粒状化淡緑色角閃石: 黒雲母の消長と密接な関連をもつている。

— 第 2 図 説明つき —

造 (第 2 図 7 の 6) を示す。ACGA…纖維状角閃石, Bi_1 …前期黒雲母, Bi_2 …後期黒雲母, A-B, C-D は第 2 図 7 の小圧碎帶の方向。

4. 準輝緑岩構造をもつ斜長石—黒雲母岩の構造形式のメカニズムを示した模式図, 1, 2, 3 はそれぞれ小圧碎帶 (矢印) に直交する自形黒雲母 (// 印) の (001) の軌跡, 4 は 1, 2, 3 が複合されたもの, P は包有岩となる部分。
5. 黒雲母混成岩に包有された準輝緑岩構造をもつ斜長石—黒雲母岩の産状, 1 黒雲母混成岩, 2 粗粒黒雲母ホルンフェルス, 3 準輝緑岩構造をもつ斜長石—黒雲母岩。
6. 黒雲母混成岩の斜長石 (1), 黒雲母 (2) の性状, IL…磁鉄鉱, イルメナイト。
7. 粗粒黒雲母ホルンフェルスの不均質な状態 1 纖維状淡緑色角閃石—黒雲母ホルンフェルス, 2 黒雲母の準グロメロ斑状構造を示す黒雲母ホルンフェルス, 3 磁鉄鉱…イルメナイト 磁硫鉄鉱—黒雲母ホルンフェルス, 4 優白質黒雲母ホルンフェルス, 5 纖維状淡緑色角閃石—磁鉄鉱…イルメナイト—磁硫鉄鉱—黒雲母ホルンフェルス, 6 A-B, C-D に直交する脈状部の斜長石, 黒雲母の準グロメロ斑状構造を示す黒雲母ホルンフェルス, 7 黒雲母の準グロメロ斑状構造を示す斜長石—黒雲母岩のクロツト状包有岩, A-B, C-D は片理に沿う小圧碎帶。
8. 粗粒黒雲母ホルンフェルス中の斜長石—黒雲母岩 (密集塊) のスケッチ Q…石英, PO…磁硫鉄鉱。
9. 準輝緑岩構造をもつ斜長石—黒雲母岩のスケッチ。
10. 準輝緑岩構造をもつ斜長石—黒雲母岩の斜長石, 黒雲母の性状。

1) 浅井 宏: 岩鉱, 40, 21~27; 40, 93~103; 40, 245~249, 1956;
地質, 62, 177~188, 1957; 岩鉱, 41, 97~106, 41, 246~253, 1957.

2) 浅井 宏: 岩鉱, 前出.

3) 浅井 宏: 岩鉱, 53~64, 42, 1958.

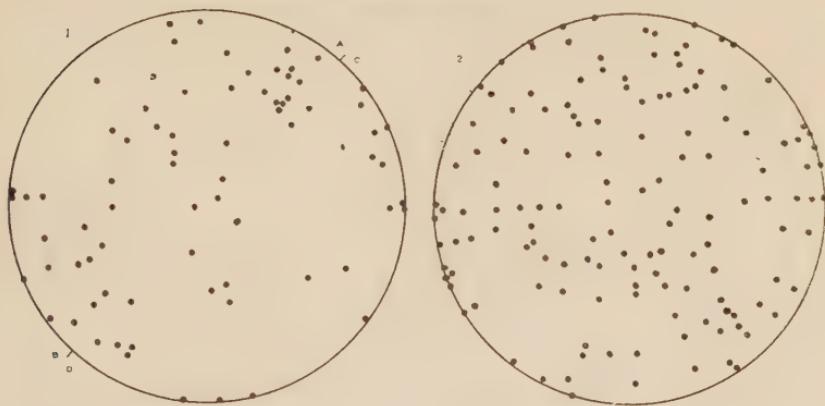
こゝに後述する諸変成岩の包有岩の構造、岩質の形成と密接に関連する粗粒黒雲母ホルンフェルスの不均質な状態を記述する。すなわちこの粗粒黒雲母ホルンフェルスは第2図7に示した如く片理に沿う小圧碎帶に沿つて(第2図7のA-B, C-D), 1 織維状淡緑色角閃石-黒雲母ホルンフェルス(第2図7の(1)), 2 黒雲母が準グロメロ斑状構造を示し、その(001)の軌跡が比較的多量に小圧碎帶(第2図7のA-B, C-D)に直交するか又はそれに近い角度で斜交する構造をもつ黒雲母ホルンフェルス(第2図の7の2, 第3図1, 第2図3の一部), 3 イルメナイト・磁鉄鉱-磁硫鉄鉱-黒雲母ホルンフェルス(第2図7の3), 4 優白質黒雲母ホルンフェルス(第2図7の4), 5 織維状淡緑色角閃石-イルメナイト・磁鉄鉱-磁硫鉄鉱-黒雲母ホルンフェルス(第2図7の5), 6 小圧碎帶(第2図7のA-B, C-D)に直交する斜長石脈状部近傍の斜長石、黒雲母の準グロメロ斑状構造を示す黒雲母ホルンフェルス(第2図7の6, 第2図3), 7 黒雲母の準グロメロ斑状構造を示す斜長石-黒雲母岩のクロツト状包有岩(第2図7の7, 第2図8), 等の岩石より成りこれに堇青石-黒雲母ホルンフェルスが加わることがある¹⁾。

以上に既述した如き、粗粒黒雲母ホルンフェルスに適応する性状として列記すれば、
 1 粗粒黒雲母ホルンフェルスの片理に沿つた小圧碎帶に沿つて不均質部が形成されやすいこと。
 2 黒雲母、諸鉱石の濃集する優黒質の部分と優白質の部分に分化し、前者の斜長石($An_{38} \sim An_{41}$)が後者の斜長石($An_{27} \sim An_{31}$)よりも塩基性のものが多いこと。
 3 斜長石の濃集している部分は黒雲母が不安定になるか又は晶出し難いような性状を示していること。
 4 片理に沿つた小圧碎帶に直交するか又はこれに近い角度の後期黒雲母及び斜長石のそれぞれ、または互に複合した準グロメロ斑状構造が形成されていること。
 5 斜長石-黒雲母岩の小クロツトができその内部に黒雲母の準グロメロ斑状構造が形成されること。
 以上にあげた諸現象は後述する変成岩、細粒包有岩の構造形成と諸造岩鉱物の性状に密接に関連したものである(後述)。

黒雲母の準グロメロ斑状構造を示す斜長石-黒雲母岩(粗粒黒雲母ホルンフェルスの包有岩状クロツト、第2図7の8, 第2図8)は前述の粗粒黒雲母ホルンフェルスの片理に沿つた小圧碎帶(第2図7のA-B, C-D)に形成される。黒雲母ホルンフェルスの構造を残して部分的に新期黒雲母の準グロメロ斑状構造が形成されている。また著しく黒雲母、磁鉄鉱、イルメナイトが濃集して優黒質になつてゐる。黒雲母(62.3%), 斜長石(28.9%), 石英、粒状化淡緑色角閃石(0.2%), 磁鉄鉱、イルメナイト、磁硫鉄鉱(8.6%)から成る。黒雲母: 磁鉄鉱、イルメナイト、磁硫鉄鉱を排出する前期黒雲母と準グロメロ斑状構造を示して鉱石類を排出しない後期黒雲母があり、前者はX…淡褐色、Y=Z…褐色、 $\gamma \sim 1.620 \sim 1.625$ で、後者はX…明るい淡褐色、Y=Z…明るい褐色、 $\gamma \sim 1.620$ で前者は消散の際に粒状淡緑色角閃石を形成する(第2図2の3)。斜長石: 基質の部分を構成し粒状化したものと半自形、自形の斜長石が認められる。 An_{35} , An_{38} , An_{39} を示し新鮮化し、その内部に粒状化淡緑色角閃石が形成される。(第2図2の2)このような黒雲母、斜長石の性状を観察すると粒状化淡緑色角閃石が形

1) この他の所謂変成石灰質団球に伴う圧碎岩質黒雲母ホルンフェルスについて
 は既述したので本稿では略す(浅井宏: 岩鉱, 印刷中)。

第 3 図



1. 不均質な粗粒黒雲母ホルンフェルス中の黒雲母の準グロメロ斑状構造(第2図7の2の部分)を示すホルンフェルスの黒雲母の(001)の極のステレオ投影。A-B, C-Dは第2図7の小圧碎帶の面を示す。黒雲母の(001)がA-B, C-D面に直交するものが多い。

2. 準輝緑岩構造をもつ斜長石-黒雲母岩の後期黒雲母の(001)極のステレオ投影。

成されるには黒雲母の消散と斜長石の晶出とが密接な関係をもつてゐることを示している。石英：基質の一部を構成し不定形で他鉱物の間を充填し普通にいわれる火成岩に観察される間充構造を示す。粒状化淡緑色角閃石：黒雲母の消散と斜長石の晶出が密接に関連して形成されたものである。磁鉄鉱，イルメナイト，磁硫鉄鉱：黒雲母の消散と密接な関連をもつてゐる。

以上の事実に基きこの黒雲母の準グロメロ斑状構造を有する斜長石-黒雲母岩のクロツト状包有岩は粗粒黒雲母ホルンフェルスの不均質化に伴う諸現象(前述の不均質粗粒黒雲母ホルンフェルスの通用する諸性質1, 2, 3, 4, 5)をその構造，諸鉱物の性状にもつてゐることが観察される。したがつて本岩は粗粒黒雲母ホルンフェルスの不均質化によつて形成され，それに伴う諸現象の複合された結果このような岩石になつたものである。

B. 繊維状角閃石-黒雲母ホルンフェルス(第1図 B)

纖維状角閃石-トーナル岩質混成岩と不規則な綺状構造を示す。斜長石及びミルメカイト(42.3%), 黒雲母((35.4%), 磁鉄鉱, イルメナイト, 磁硫鉄鉱(12.7%), 繊維状灰緑色角閃石(7.6%), 石英(2.0%)より成り細粒なグラノプラステツク構造を示す。斜長石: An_{28} , An_{30} , An_{31} , An_{35} , An_{37} を示し, 圧碎されてミルメカイトを生ずる。黒雲母: 消散して纖維状淡灰緑色角閃石を形成すると共に部分的に著しく多量にイルメナイト, 磁硫鉄鉱を形成する。 $X \cdots$ 淡褐色, $Y \cdots Z \cdots$ 濃褐色, $\gamma \cdots 1.625$ 。磁鉄鉱, イルメナイト, 磁硫鉄鉱: 黒雲母の消散と密接な関連がある。纖維状淡灰緑色角閃石: 黒雲母の残晶をその内部に残している。 $X \cdots Y \cdots$ 淡灰色, $Z \cdots$ 淡灰緑色, $n_2 \cdots 1.645$ 。石

英：櫛歯状になつて他の造岩鉱物を包有するか或はその間を充填する。本岩も粗粒黒雲母ホルンフェルの項で述べた如く弱い片理に沿つた小圧碎帶に沿つて不均質な部分が形成される。特に注意されるのは後期黒雲母が先に形成された斜長石、前期黒雲母を切つて準グロメロ斑状構造を形成することである。

C. 黒雲母混成岩 (第1図 A)

黒雲母ホルンフェルスと不規則な綺状構造を示している。斜長石 (60.4%), 石英 (19.7%), 黒雲母 (16.5%), ゆうれん石, 榍石, 磁鉄鉱, イルメナイト, 磁硫鉄鉱 (3.4%) より成りグラノプラステック構造を示すか時には斜長石の自形性が高まり, その間を不規則な形の石英が充填し, 粗粒な火成岩といわれる岩石に特有な充間構造を示す。斜長石: An_{28} , An_{29} , An_{31} を示す。部分的に新鮮化し塩基性になつて (第2図6の1)。石英: 不定期形粗粒な火成岩に見られる充間構造を自形斜長石と共に示す。黒雲母: 周辺部, 内部ともに著しく磁鉄鉱, イルメナイト, 磁硫鉄鉱が形成され黒雲母が不安定になつていていることを示す (第2図6の2)。X…淡褐色, Y=Z…濃褐色又はチヨコレート褐色, γ …1.635。ゆうれん石, 榍石, 磁鉄鉱, イルメナイト, 磁硫鉄鉱: いづれも黒雲母の消散と密接な関連をもつてゐる。

準輝緑岩構造を有する斜長石一黒雲母岩 (黒雲母混成岩の包有岩, 第2図5, 第2図9) 直径2cm~5cm内外の円形又は卵円形の包有岩で, 黒雲母混成岩との間にや、粗粒な圧碎構造を部分的にもつ黒雲母ホルンフェルスが不規則な巾をもつて存在する。この粗粒黒雲母ホルンフェルスはかつをぶし状の形を示してその先端が周囲の黒雲母混成岩中に入りこんでいることがある (第2図5の1, 2, 3)。包有岩は優黒質で黒雲母 (60.6%), 斜長石 (28.5%), 石英 (7.4%), 磁鉄鉱, イルメナイト, ジルコン, 磷灰石 (3.5%) より成り黒雲母ホルンフェルスの構造を部分的に残しこれが基質になり斜長石, 後期黒雲母のグロメロ斑状構造が発達し, 輝緑岩, 粗粒玄武岩の自形斜長石に見られる配列状態を示す。このうち後期黒雲母は自形斜長石を切つて成長することが多い。これらの後期黒雲母の(001)の極はすべての方向に分散する (第2図9, 第3図2, 第2図10)。黒雲母: 磁鉄鉱, イルメナイトを排出している半自形の前期黒雲母と自形性が強くグロメグロ斑状構造を示しイルメナイトを排出しない後期黒雲母がある。前者はX…淡褐色, Y=Z…褐色, γ …1.620~1.625で後者はX…明るい淡褐色, Y=Z…や、明るい褐色, γ …1.620を示す。斜長石: 比較的に粗粒で自形性の強い斜長石は An_{26} , An_{27} , An_{31} , An_{35} , An_{38} で比較的に細粒な斜長石は An_{28} , An_{31} , An_{35} , An_{36} , An_{39} ~ An_{58} , An_{40} , An_{45} , An_{49} を示す。何れの斜長石も新鮮化し塩基性になる。この部分は斜長石の内部の汚濁せしめていた不詳細包有鉱物が粒状化する (第2図10)。又これらの斜長石は後期黒雲母によつて切られている。更に部分的に斜長石は石英とグラフィック構造を作つてゐる。石英: 自形性の強い斜長石, 黒雲母の間を充填し不定形で中粒又は粗粒の火成岩といわれる岩石に似た構造を示す。磁鉄鉱, イルメナイト: 六角板状の結晶で黒雲母の消散する際に形成せられたものである。その配列の状態は黒雲母の形を残している。ジルコン磷灰石: 前者は裸出するものと黒雲母と共に存するものがある。後者は針状結晶で散点する。

以上に示した如き産状, 岩石の構造, 造岩鉱物の性状及び前項で述べた粗粒黒雲母ホルンフェルスの不均質化による部分的な準グロメロ斑状構造の形成, これに伴う黒雲母

の準グロメロ斑状構造をもつ斜長石一黒雲母岩のクロットの現出等の事実から推して本岩は、粗粒黒雲母ホルンフェルスであつたときからの運動によつて、このような黒雲母混成岩の包有岩となるべき部分が分化し、その過程で円形又は卵円形となりこの際準グロメロ斑状構造が集つて準輝緑岩構造をもつ黒雲母一斜長石岩となつたものである。このような円形又は卵円形になつて周りの岩石から分化するメカニズムは第2図4に示した如く、種々の方向に直線状の小圧碎帶が出来るような運動のあらわれ方があり(第2図4の1, 2, 3)これが複合されて包有岩として切りとられた如くなつたものである。種々の方向の直線状の小圧碎帶が複合されてこのような包有岩が形成されたものであることは、本包有岩において自形の後期黒雲母の(001)極の分散していることと包有岩のすぐ周りの粗粒黒雲母ホルンフェルス中に黒雲母ホルンフェルス期の小圧碎帶ができていることによつて明らかにされる。即ち、自形性の強いグロメロ斑状構造を示す斜長石の内部は粒状化した黒雲母があるか或は黒雲母の消散する際残したイルメナイトが存在するか、或は汚染された斜長石があるが現在見られる斜長石のあつた部分に黒雲母の存在していた事を示している。グロメロ斑状構造を示す斜長石の晶出すべき部分は黒雲母が不安定になるか或は晶出し難かつたことを示している。

以上詳述したような事がこの包有岩を形成したメカニズムである。そしてその形成せられた時期は黒雲母ホルンフェルスから黒雲母混成岩に包有された如くになる迄の間である。変成作用より以前又は中途で狭義の輝緑岩、粗粒玄武岩或いは雲母輝緑岩の如き岩石があつて変成作用の結果このような岩石ができたという証拠は観察されない。むしろ変成の初期から中期にわたつてこのような包有岩が形成されたと考える方がより多くの事実を妥当に説明する。

新刊招介

Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. By O. F. Tuttle and N. L. Bowen, 本書は Geophysical Laboratory における合成実験を基礎とし、天然の花崗岩とその造岩鉱物に関する実験を補足して、花崗岩の成因を論じたものである。まづいわゆる "Tuttle 炉" によってなされた熱水急冷実験法についてのべ、つぎにこの方法によつて得られた $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$, $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, 及び $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ の各系の平衡関係を詳細にのべている。このうち特に興味深いのは、最後の4成分系で、 $500\text{kg}/\text{cm}^2\sim 4,000\text{kg}/\text{cm}^2$ の水の分圧の下における平衡が決定されているが、いづれもアルカリ長石混晶と石英の2相があらわれ、その境界線の中央部に本系の最低点が存在する。したがつて結晶作用の残液はつねにこの最低点に近づき、分別作用がいちじるしければこの点に到達する。また天然の花崗岩や流紋岩の組成はすべてこの最低点の周囲に投影される。このことから、結晶一液体の平衡関係が花崗岩生成にもつとも重要な役割を果すと結論する。さらに各地の天然の花崗岩の熔融実験や造岩鉱物の熱的実験を行い、合成実験より得られた花崗岩のマグマ起源の結論を裏付けている。Magmatist としてその一生を貫ぬいた Bowen 博士の最後の著述である本書は、花崗岩の研究にたずさわるすべての人々にとつて、その立場の如何をとわず、必読の名著であると信ずる。(八木) (Geol. Soc. Amer. Memoir, 74, pp. xi+153, 6 図版, 67 図, 20 表, 1958, § 400.)

北海道富良野町西方山地のホルンフェルス

A new-found hornfels in the Kamuikotan zone, Hokkaidô

鈴木 守 (Mamoru Suzuki)*
 酒勾 純俊 (Sumitoshi Sakô)*
 松井 公平 (Kôhei Matsui)*

Abstract : In the environs of the south-western Shimofurano, the western end of the Yubari mountains in the Kamuikotan tectonic zone, a small area of hornfels has recently been found, though it has been considered as the characteristic area of the low grade metamorphosed schist.

Around the said area, the pre-Cretaceous and overlying lower or middle Cretaceous formations are disposed with N-S trend. Cutting these Cretaceous shales, many trondhjemite dikes are found with the prominent feature in this zone. It is conclude that the hornfels is closely related to the intrusion of the trondhjemite dikes.

1. まえがき

富良野町の西方山地には、白堊紀層のほかに、先白堊系とされている珪質岩層や輝緑凝灰層が広く分布している。この先白堊系は、北海道の脊梁部をつくる日高帯の西側に、平行に細長く発達している神居古潭帯の一部を占めているものである。神居古潭帯には、古くより、緑色片岩や黒色片岩などの変成岩類や、また、優勢な蛇紋岩の活動がしられている。そして、そこみられる変成作用は、“緑泥石片岩相”で代表される、低温型の動力的要素のつよいものに限られている、と考えられてきた。この点で、熱的要素のつよい変成作用と、いちじるしい深成岩の活動とによつて特徴づけられる日高帯とは、全く対照的なものとされている。さらに、神居古潭帯に賦存している鉱床は、日高帯にみられるものが、含銅硫化鉄鉱床や含ニッケル磁硫鉄鉱床であるのに対して、蛇紋岩に関係するクロム鉄鉱、白金、温石綿などが特徴とみられてきたのである。たまたま、筆者の一人酒匂は、1955年秋に、空知川の一支流、馬内川の中流域を概査したとき、ここに、いわゆる神居古潭帯の変成岩類の一般的性質に外れた、ホルンフェルスが広く発達しているのを認めた。そして、そこには、いわゆる“スカルン鉱物”的鉱化作用をともなう、含銅硫化鉄鉱床の型にふくめられる鉱床が、賦存することを確認した。なお、このホルンフェルスは、これまで奈英川チャート層ならびに同珪質頁岩層とされてきた¹⁾ものである。こうして、このホルンフェルスが、奈英川チャート層や同珪質頁岩層の変

* 北海道立地下資源調査所

日本地質学会北海道支部大会講演、1953年3月。

1) 橋本 直：5万分の1、地質図幅、下富良説明書（北海道開発庁）1955；
 5万分の1、地質図幅、山部説明書（北海道開発庁）1953。

成したものなのか、あるいは、より古い時代の変成岩が断層で持ちあげられたものなのか、それとも、白堊紀層が変成したものではないのか、さらには、日高帯のホルンフェルスに対応するものなのかが問題として注目をあつめた。

1956年6月に、ふたたび同地域の鉱床調査をおこなう機会をえ、鈴木、松井の両名が加わつて、鉱床調査と鉱床周辺地域の地質調査をおこなつた。その結果、この地域にみられるホルンフェルスは、奈英川チャート層や同珪質頁岩層の変成したものではなくて、白堊紀層の変成したものであることが明らかになつた。ここに、その変成の性質や機構について、明らかにすることのできた、2、3の事柄について報告したい。

2. 地 質

馬内川中流域に分布する、先白堊紀層と白堊紀層とは橋本亘により、つぎのようにわけられている。

白堊紀層	中川層	馬内川頁岩層
		笠森沢砂岩礫岩層
高良野層		島の下頁岩
		富間砂岩層
先白堊紀層	奈英川チャートおよび同珪質頁岩層	奈英川チャートおよび同珪質頁岩層
		芦別岳輝緑凝灰岩層 ¹⁾

これらの地層は、ほぼ N 40° E, 60° NW の走向・傾斜をしめし、南東部の芦別岳輝緑凝灰岩層から、北西方向にむかつて、順次上位の地層が現われている。また、これらの地層を貫ぬいて、長くのトロニエム岩が発達している。

A. 先白堊紀層

この地域の先白堊紀層は、芦別岳輝緑凝灰岩層、と奈英川チャート、および、同珪質頁岩層の2つに大別されている。

芦別岳輝緑凝灰岩層は、いわゆる神居古潭帯の厚い輝緑凝灰岩の一部で、輝緑凝灰岩、輝緑岩質集塊岩、輝緑岩などから構成されている。この地層は、芦別岳をとおり、南北に細長く連なるもので、上限は、夕張岳附近からつづく芦別岳衝上断層によつて切断されている。また、奈英川チャートおよび同珪質頁岩層は、芦別岳衝上層の北西ぞいに、広い巾をもつて分布し、N 40°~60° E, 60°~80° NW, の走向・傾斜をしめす。下部は、玢岩質凝灰岩、細粒の緑色砂岩、および灰色のチャート、の互層からなり、上部になるにしたがつて、緑色のチャートと黒色の珪質岩の互層に、移りかわつてゐる。これらの珪質岩には、いづれも、多数の放散虫化石がふくまれてゐる。なお、この地層と、上部の白堊紀層とは、おそらく断層で接しているものとおもわれるが明らかでない。

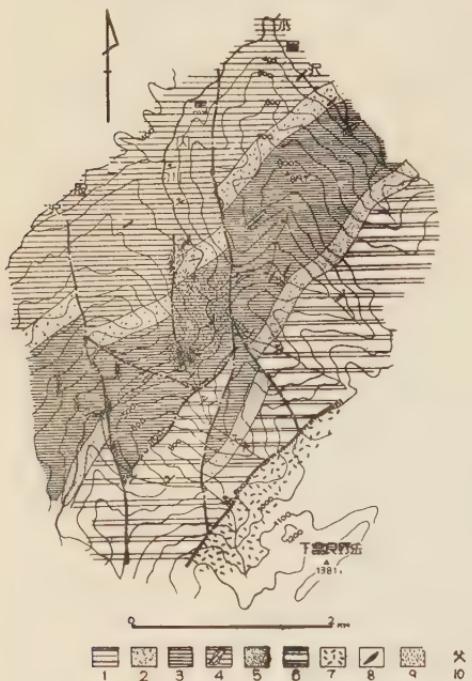
B. 白堊紀層

この地域に分布する白堊紀層は、まえにしめしたように、富良野層と、中川層の下部である。前者は、富間砂岩層と島の下頁岩層に、後者は、笠森沢砂岩礫岩層と馬内川頁岩層とに、それぞれわけられている。

富間砂岩層： この地層は、せまい巾で分布している白堊紀の下部層である。地層の走

1) この地層は更に細かにわけられているが、こゝでは一括してとりあつかつた。

第1図 馬内川中流附近地質図



1. 馬内川頁岩層, 2. 笠森沢砂岩礫岩層, 3. 島の下頁岩層, 4. オルビトリナ石灰岩, 5. 富間砂岩層, 6. 奈英川チャートおよび珪質頁岩層, 7. 芦別岳輝緑凝灰岩, 8. トロニエム岩, 9. ホルンフェルス, 10. 富良野鉱山

とくに、この複雑な構造をしめしている地域は、全体がホルンフェルス化しているのである。そして、この地域が、今まで奈英川チャートおよび同珪質頁岩、と誤認されていたのである。なお、鉱床の母岩となつているのは、このホルンフェルスである。この地層と、笠森沢砂岩礫岩層とは、斜交不整合の関係にあることが、各地で明らかにされているが、馬内川本流では、あいだにミローナイト帯をはさんでいる。

笠森沢砂岩礫岩層： この地層は、島の下頁岩層の北東側に、せまい巾で分布し、N70°E-50°NWの走向・傾斜をしめす。おもに、暗緑色ないし灰色をおびた、細粒から中粒の砂岩で、上部に近い層準には、オルビトリナ石灰岩や緑色チャートなどの礫を多量にふくむ礫岩がみられる。この地層も、部分的ではあるが、ホルンフェルス化している。上位の馬内川頁岩層との関係は、境界部附近の露出がないので、明らかでない。

馬内川頁岩層： この地層は、おもに、緑灰色の細粒砂岩をまじえた。頁岩から構成さ

向・傾斜は明瞭でないが、大体 N30°~40°E, 55°NW である。青灰色をおびた、ひじように粗粒の砂岩で、緑色や赤色のチャートや粘板岩などの碎屑粒を多くふくんでいる。

この地層と上位の島の下頁岩層との関係は、この地域では明らかでない。

島の下頁岩層： この地層は、この地域の中部に、やや広く分布するもので、暗灰色の細粒砂岩から黒色の頁岩へ、しだいに移りかわる互層が、ひじようによく発達している。この堆積の 1 サイクルの厚さは、6~30 cm である。わりあい上部の層準の部分の、ところどころに、オルビトリナ石灰岩がはさまれている。また、下部の富間砂岩層の近くには、白色の玢岩脈がみられる。

走向・傾斜は、一般に N40°~60°E, 10°NW であるが、馬内川本流附近では、第2図にしめしたように、かなり複雑な構造をしめしている。

この地層は、部分的に、点々としてホルンフェルス化しているが、

れているが、基底部には、白い凝灰質砂岩ないし凝灰質頁岩と黒色頁岩との、こまかな互層がみられる。そして、N 50°～60° E, 60° NW の走向、傾斜をしめす。

なお、馬内川本流附近の基底部は、かなりホルンフェルス化している。

3. ホルンフェルス

この地域には、上にのべたように、点々とホルンフェルスの存在が認められる。これらのホルンフェルスは、層位学的配置には、無関係な、南北性の分布をしめしている。このうちで、とくに広範囲にわたつてホルンフェルス化しているのは、鉱床附近から馬内川本流の大きなトロニエム岩体の露出する附近を中心とした、南北約 1.5 km、東西約 1 km の部分である。しかも、このなかの島の下頁岩層が、まえにのべたように、いわゆる奈英川チャート層として、とり扱われていたのである。このような誤りは、頁岩がホルンフェルス化したために、ひじょうに堅硬な岩質に変つたことと、鉱化作用による曹長石化や透輝石化により、白色ないし淡緑色のチャートによく似た岩石となつてゐるために生じたものであ

う。この地域にみられるホルンフェルスは、全体として、変成度の低いものであるが、場所によつて、変成度にかなりいちじるしい相違がある。すなわち、ホルンフェルスが、ひじょうに緩い傾斜をしめす部分、つまり、鉱床附近や、本流の大きなトロニエム岩体のまわりは、他の部分より変成度が高い。一般に、桃色がかつた黒褐色の堅硬な岩石で、ほとんどのものが、堆積の葉理などを、はつきり残している。顕微鏡下の観察でも、原岩の組織をほとんどそのままのこし、基質部に黒雲母や微細な石英と斜長石が再結晶しているのがみとめられる。砂粒の石英粒はそのままで、斜長石粒はかなり汚れている。本流の大きなトロニエム岩体のまわりのものは、完全に再結晶して、モザイク構造をしめしている。黒雲母は、X=淡黄色、Y-Z=暗褐色の多色性をしめしている。なお、ホルンフェルス中には、多数の石英—長石脈がみられる。

4. トロニエム岩

この地域には、広い範囲にわたつて、数多くの、トロニエム岩がみられる。そのほと

第2図 地質構造図



1. 馬内川頁岩層, 2. 笠森沢砂岩礫岩層,
3. 島の下頁岩層, 4. 含銅磁硫鐵鉱,
5. トロニエム岩, 6. 壊斷帶, 7. 斷層, 8. 走向及び傾斜

などが、小さな岩脈状のものであるが、馬内川本流のホルンフェルス中には、かなり大きな餅盤状岩体とみられるものがある。白色を呈する堅硬な岩石で、斜長石の自形斑晶が、はつきりとみとめられ、有色鉱物は、ひじょうに少ない。顕微鏡下では、大型の斜長石斑晶 (1~1.5 mm × 1.5~3 mm) と、その間をうずめる、ひじょうに細かな石基とで、斑状構造をしめしている。斜長石斑晶は、アルバイト—カルスバード双晶をしており、累帶構造がいちじるしく発達している。An% = 37~40、石基の中には、少量の、わり合大きな石英、黒雲母、綠泥石がみとめられる¹⁾。なお、餅盤状岩体とホルンフェルスの間には、第3図にしめしたように、数cmの巾で、ホルンフェルス側に、トロニエム岩中と同質の斑状斜長石が形成されており、桃色がかった褐色のホルンフェルスは、しだいに、白いトロニエム岩に移りかわっているのがみられる。

5. ホルンフェルスの成因

この地域のホルンフェルス化は、おもに、馬内川本流附近の島の下貢岩層に、強く作用している。そこの構造的位置をみると、芦別岳衝上断層の北翼にあたつている。この衝上断層の北西地域には、南北方向の大きな破碎帶、あるいは、断層が発達している。そして、ホルンフェルスは、この方向とおなじ南北性の分布をとつている。また、N 60°E から EW 方向、つまり走向方向の大きな破碎帶がところどころにみられる。トロニエム岩は、この、南北性や走向方向の構造線にそつて进入している。しかし、馬内川本流のホルンフェルス中には、節理にそつたり、また、ホルンフェルスを押し上げたような形で、餅盤状の大きな岩体が、しかも、ホルンフェルスを交代して、进入しているのがみられる。一方、鉱床が賦存するのも、このホルンフェルス中である。なお、トロニエム岩は、明らかに鉱化作用をうけている。さらに、これらのいろいろな現象をともなつている部分は、おなじ島の下貢岩層でありながら、ここを離れた地域の同層とは、いちじるしく構造がちがつている。すなわち、島の下貢岩層が、一般に、他の白堊紀層と同様に、わりあい単調な構造をとつているのに反して、ホルンフェルス化した部分が、とくに、複雑な褶曲構造をしめしている(第3図)。このようなことは、逆に、島の下貢岩層が複雑な構造をとるということと、その部分がホルンフェルス化し、餅盤状のトロニエム岩が進入し、さらに、鉱床が生成される、といつたことがらとが一連の運動として行われたことを意味するものであろう。したがつて、この地域にみられるホルンフェルス化作用は、かなり早期からトロニエム岩の進入時まで、ひきつづいて行われたとみられる。

6. 馬内川ホルンフェルスの意義

筆者らは、いわゆる日高帯と神居古潭帯とは、一連の運動の下に取扱うべきだ、と考えている。しかし、まえにもふれたように、そこに主動的に働いている変成作用には、質的なちがいがみとめられる。

古くから、日高帯には、広域にわたつてホルンフェルスが分布していることが、しらべてきている。このホルンフェルスは、明らかに、広区域変成作用にともなうものであり、岩質なども、この地域のものとかなり違つた感じをうける。すなわち、同じような低変成度のもので、原岩の組織 (lamina や砂岩構造) を良く保存している日高帯のホルン

1) Goldshmidt の Trondhjemit-porphyrit に相当する。

第3図 トロニエム岩とホルンフェルス

第4図 トロニエム岩 (斜長石斑晶と細粒の斜長石, 石英, 黒雲母 ($\times 50$))

エルスは、暗褐色を呈し、この地域のものより、変成度の進んだものである。顕微鏡下では、細かな、黒雲母、斜長石 ($An\% - 30$)、石英などの再結晶が進んでおり、モザイク構造をしめしている。そして、黒雲母は、X-淡黄褐色、Y-Z=濃赤褐色、の多色性がいちじるしく、ミグマタイトのそれと似ている。このような性質は、この地域のものとは、かなり違うものである。

それでは、この地域のホルンフェルスと、日高帯のホルンフェルスにちがいをもたらしたものは何であろうか。すなわち、日高帯のホルンフェルスは、日高変成帯の外殻をとりまき、変成帯と平行した部分をとつており、いわゆる、広区域変成作用の産物と考えられている。これに対し、この地域のものは、トロニエム岩の生成、逆入の運動に関係があるらしくみられ、ごく小地域に限られた局所的な変成作用の産物である。

また、この地域のホルンフェルス化作用は、白堊紀中期の馬内川頁岩層にまでおよんでいる。したがつて、ホルンフェルス化作用は、少なくとも、中川層の堆積末期、つまり、白堊紀中期、ないしは、それより後ということになる。

7. あ と が き

トロニエム岩がその周りに接触的影響を及ぼしている点は、早く、鈴木醇によつて報告されている¹⁾。すなわち雨竜郡幌加内では、大きな岩体の周りの千枚岩質岩がホルンフェルス化している。日高変成帯内部には、輝緑岩質岩石と相伴つて、トロニエム岩脈がしられている。このトロニエム岩は、斑状トロニエム岩とよばれるような岩質のもので、この地域のものとはかなり性質がちがう。日高変成帯では、トロニエム岩の生成は、ミグマタイト化作用と関係があると推察されており、将来、神居占潭帶のトロニエム岩の生成条件を考える上に、手がかりを与えるものと思われる。

この研究にあたり、御討論を頂いた日高研究グループの方々に厚くお礼申し上げる。

1) 鈴木 醇： 岩鉱, 14, 285~289, 1935.

鳥取県多里地方のクロムテツ鉱と産状に関する研究（第3報）

Studies on the chromites and their occurrences
in the Tari district, Tottori Prefecture (3rd report)

北原順一 (Jun-ichi Kitahara)*

Abstract : Dykes of dioritic, leucocratic and bastitic rocks, and vein of diopside cut across the ultra-basic rock in the region. Since the diorite dykes cut chromite bodies it is considered that the chromites was originated in a magmatic cycle. The diorite dykes and dyke form inclusion are composed of fine grained plagioclase, hornblende or pargasite, and magnetite or ilmenite as accessory mineral. The leucocratic rocks are mainly composed of quartz and plagioclase. It is supposed that pyroxenite was altered to the bastitic rock by action of later magmatic water. The rock is white with faint greenish tint.

Clinochlore occurring as a secondary mineral in the ultra-basic rock, was derived from aluminous enstatite by the contact metamorphism. The clinochlore crystal contains small amounts of chromic oxide. The melanite was presumably formed by chemical reaction between chromite and the adjacent pyroxene or olivine owing to the contact metamorphism of ultra-basic rock. The melanite is black grossularite-andradite containing 3.11 % Cr_2O_3 .

Many calcite veins of hydrothermal origin filled up along various cracks and openings of the ultra-basic rock and chromite body in the said region. Some of these veins include remnants of massive chromite and serpentinite.

第1報には、鉱床附近の地質とクロム鉄鉱について記し、第2報には、鉱床附近の岩石、鉱床に伴う超塩基性岩、捕獲岩について述べた。本報では、分化脈岩について主に記述し、併せてクロム鉄鉱の浸入に伴う超塩基性岩の変成作用で生じた鉱物に關しても若干附記しておくこととする。

分化脈岩類

超塩基性岩体やクロム鉄鉱体を貫いて、閃綠岩脈、優白岩脈等が見られる。これらの岩脈は、含クロム超塩基性岩漿から生じた一連の岩漿分化脈であると見ることが出来る。こゝに超塩基性岩（橄欖岩）の成因¹⁾は、粥状の結晶集合体（橄欖石集合）の浸入と云う特殊な機構によるものとされている。完全な液体で古くても、その中に結晶が発達し

* 島根大学文理学部地学教室

1) Bowen, N. L. and Schairer, J. F. : Am. Jour. Sci., 29, 151~217, 1935.

ている粥状のものも、結晶が残留していても広義には岩漿としてとりあつかつた。

閃 緑 岩 脈

閃緑岩脈は岩漿分化脈岩の主体をなすものであるが、岩脈状の包有物ではないかと見られるものもある。これらの岩脈の巾は、通常 0.5m から 3.0m 程度のもので、蛇紋岩体にも、クロム鉄鉱体にも、蛇紋岩体とクロム鉄鉱体との境の間隙にも逆入した。閃緑岩脈は蛇紋岩体の延びの方向に大凡平行に逆入し、母岩にいくらかの変質作用を及ぼしている。クロム鉄鉱体に逆入したものは、クロム鉄鉱の逆入方向に生じた割目に見られることが多い。このように、クロム鉄鉱体に閃緑岩脈が貫入したと云うことは、クロム鉄鉱が岩漿起源のもので、熱水期に生じたものでないと云うことがよく判る。閃緑岩の鉱物成分は斑柄岩の鉱物成分とよく似ているが、前に述べておいたように、斑柄岩は、超塩基性岩体中に球状、レンズ状に産するもので、超塩基性岩体が形成された時期より以前に同一岩漿から固結生成されたものと見ることが出来るものである。閃緑岩の造岩鉱物は小粒であるので、閃緑岩も細粒閃緑岩ないし閃緑岩質アブライトとも言うことが出来よう。閃緑岩と斑柄岩の両者を鉱山側では「青」と呼んでいる。探鉱目的の穿孔をなす際に、堅硬であるもので嫌つている反面、鉱体に近いのではないかと云う望みをもつている。

第1図 閃緑岩（若松鉱山北西 100m）の
顕微鏡写真（分析 No. 1）（開放
ニコル、 $\times 30$ ）



閃緑岩の肉眼的および

顕微鏡的観察

No. 1 産地：若松鉱山の北西約 100m の谷側

産状：暗色蛇紋岩中に脈岩として産出

肉眼的に青色である。顕微鏡下（第1図）で、完晶質、主要鉱物成分は次の様である。斜長石：半自形、0.2—0.3mm, (001) (010) 上における $n_1=1.550$, (001) 上の $n_2=1.556$ であつて、相当する成分は An_{44} である。緑泥石化と方解石化作用を多少蒙る。角閃石：0.5mm. X=淡黄色、Y=淡緑色、Z=淡褐色の多色性を示す。 $(-2V=69^\circ, \alpha=1.650, \beta=1.653, \gamma=1.669, c \wedge Z=17.3^\circ, Ho/Pl=3/2)$, 少量緑泥石化作用

を蒙る。透輝石：少量、無色、 $c \wedge Z'=32^\circ$ である。

No. 2 産地：若松鉱山の南五号坑。

産状：クロム鉄鉱体の裂縫に逆入したもの。

肉眼的に、堅硬で暗灰色である。顕微鏡下で、主要鉱物は斜長石と角閃石である。斜長石：半自形、0.1~0.7mm, 双晶、僅かに濁つている。 (001) または (010) 上の屈折率は $n_1=1.545$ で、それに相当する成分は An_{34} である。角閃石：半自形、多色性は

X' =黄緑色, Z' =青緑色, $(-2V=66.8^\circ, \gamma=1.6754, c \wedge Z'=17.5^\circ \sim 21.3^\circ, Ho/Pl=1/1$. チタン鉄鉱ないし磁鉄鉱: 少少存在する。角閃石に包有されている。燐灰石: 稀である。斜長石と角閃石中に包有される。白チタン石: 不透明の白色集合物で、チタン鉄鉱からの変質物である。

No. 3 産地: 広瀬鉱山の広瀬坑。

産状: 蛇紋岩体中に逆入したもの。

肉眼的に、細粒の長石と有色鉱物を有して、堅硬である。顕微鏡的に、完晶質で、主成分鉱物は次の様である。斜長石: 半自形, アルバイト式双晶, $0.2 \sim 0.8 \text{ mm}$, 無色, 僅かにカオリン化作用を蒙る。 (001) と (010) 上の屈折率 $n_1=1.548$ であつて、相当する成分は An_{40} である。黒雲母: 半自形ないし他形, X' =淡黄色, Z' =褐色の弱い多色性を示す。角閃石: 半自形ないし他形, $0.05 \sim 0.9 \text{ mm}$, X' =淡緑色, Z' =淡黄緑色の弱い多色性を示す。 $(-2V=67.4^\circ, \gamma=1.6729, c \wedge Z'=16.2^\circ, Ho/Pl=1/1 \sim 3/2$, 副成分鉱物は、燐灰石、磁鉄鉱またはチタン鉄鉱である。チタン石: 灰白色でチタン鉄鉱からの変質生成物である。

No. 4 産地: 日野上鉱山の稲穂鉱床からのもの。

産状: 蛇紋岩とクロム鉄鉱体の間に逆入したもの。

肉眼的に長石と有色鉱物が存在し、暗灰色である。顕微鏡的に、斜長石: 半自形, $0.3 \sim 1.0 \text{ mm}$, ベリクリン式双晶, 方解石化作用を僅かに蒙る。 (001) と (010) 上における屈折率 $n_1=1.550$, (001) 上における $n_2=1.557$ で、相当する含量は、 An_{44} である。分解した斜長石は $n_2=1.542$ である。角閃石: 半自形ないし他形, X =淡黄色, Y =黄緑色, Z =緑色である。 $(-2V=69.7^\circ, \alpha=1.686, \beta=1.688, \gamma=1.689, c \wedge Z=18^\circ$ である。一部緑泥石化作用をうける。 $Ho/Pl=1/1$ である。副成分鉱物: 燐灰石、スピネル、条線状の磁鉄鉱またはチタン鉄鉱である。

No. 5 産地: 日野上鉱山の日野上鉱床からのもの。

産状: 脈状包有物あるいは岩脈の尖端に相当するもの。

肉眼的に、灰青色で前記した閃緑岩類とは幾分異なる。顕微鏡下に、構成鉱物は次のようにある。斜長石: $0.2 \sim 0.5 \text{ mm}$, ベリクリン式双晶, 脊開と双晶綺との間の角度は -8.2° である。 (001) または (010) 上の $n_1=1.562, n_2=1.566$, (001) 上の $n_2=1.568$ で、相当する成分は An_{64} である。バーガスセン石: 無色, 0.5 mm , $\alpha=1.623, \beta=1.627, \gamma=1.643, \gamma-\alpha=0.020, c \wedge Z=18^\circ \sim 20^\circ, (+)2V=65^\circ \pm 1^\circ$ である。緑泥石作用を僅かに蒙る。 $Pa/Pl=3/2$ である。

磁鉄鉱: 細粒の斑点。

閃緑岩の化学組成

閃緑岩 Nos. 1, 2, 3, 4, 5 の化学組成および原子比率は第 1 表に示す通りである。閃緑岩の化学組成は、超塩基性岩体より酸性であるのは化学分析結果をまつまでもなく明かである。Daly による多数の閃緑岩の分析結果から算出した平均化学組成¹⁾と当地方からのものと比べてみると、 SiO_2 と Na_2O との含量は両者とも大凡近似した値

1) Daly, R. A. : Igneous rocks and the depth of the earth, 1933.

第 1 表 閃緑岩の化学成分

(番号は本文の番号に相当)

No.	1	2	3	4	5
SiO ₂	56.02	54.25	54.95	57.18	54.70
TiO ₂	0.57	0.72	1.09	1.03	0.31
Al ₂ O ₃	16.59	14.98	14.38	16.76	16.42
Fe ₂ O ₃	0.48	4.61	2.63	0.14	0.78
FeO	6.24	7.44	7.91	8.12	3.37
MnO	0.20	0.23	0.23	0.18	0.07
MgO	5.35	5.71	7.02	3.97	9.10
CaO	8.01	7.42	7.56	7.03	8.61
Na ₂ O	3.30	3.47	2.76	3.36	3.12
K ₂ O	0.99	0.78	0.42	0.61	1.06
P ₂ O ₅	n. d.	0.09	0.12	n. d.	n. d.
H ₂ O ⁺	1.80	0.50	0.67	1.25	1.90
H ₂ O ⁻	0.36	0.19	0.29	0.43	0.47
Total	99.91	100.39	100.03	100.06	99.91

Atomic ratios when O=160

Si	51.3	51.1	51.2	52.6	49.8
Ti	0.4	0.5	0.8	0.7	0.2
Al	17.9	16.6	15.8	18.2	17.8
Fe ³	0.2	3.3	1.8	0.1	0.5
Fe ²	4.8	5.8	6.1	6.2	2.6
Mn	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1
Mg	7.4	8.1	9.8	5.5	12.5
Ca	7.9	7.5	7.5	7.0	8.4
Na	5.8	6.3	5.0	6.0	5.4
K	1.2	0.9	0.4	0.7	1.2
P	—	0.1	0.1	—	—
H ⁻	11.0	3.2	4.1	7.6	11.9

を示す。閃緑岩の CaO, MgO, FeO 含量はともに Daly による平均化学組成より稍々多いが、パーガスセン石を含む No. 5 のものは例外である。当方産のものにも多少成分含量に違いはあるが、No. 5 の試料を除いたものでは、著しい違いはない。No. 5 のものは、他の閃緑岩と比べ FeO, Fe₂O₃ の含量の少いこと、MgO の多いのが特徴である。その他 TiO₂ も MnO も少く、Al₂O₃, CaO, K₂O の含量は多い。

閃緑岩と斑柄岩の比較

斑柄岩は、通常径 2-3m の球状、レンズ状をなして産出し、著しい大塊は見られぬ。閃緑岩は大きな露頭をなしても、また連続的の岩脈状をなしても産し、斑柄岩の産状とは異つている。但し、閃緑岩 No. 5 のものの産状は、脈岩としてよいか疑問で、脈状の包有物のようでもある。

肉眼的に斑柄岩の長石は認め難く、優黒質であるから、坑内ではクロム鉄鉱と識別し難いこともある。併しながらクロム鉄鉱の条痕は褐色であるので判別することが出来る。閃緑岩の長石は細粒であるがよく判る。前記しておいたように、閃緑岩の鉱物成分は、

斑柄岩のそれとよく似ているが、化学組成で明らかに識別されるものである。閃緑岩の長石成分は An_{34-44} であるが、バーガスセン石を含む試料 No. 5 では An_{64} である。斑柄岩の長石成分は An_{57-60} で、バーガスセン石を含むものでは、 An_{77} である。

優白岩¹⁾

蛇紋岩体に進入した巾 0.2~0.4 米程度の優白岩が稀に見出されるから、優白岩の容積は少量のものと見做すことが出来る。閃緑岩と同様に蛇紋岩体を形成した岩漿から分化した脈岩であるのは確かである。優白岩は主に石英および斜長石からなる岩石である。

No. 1. 石英灰曹長石岩 広瀬鉱山充填坑の蛇紋岩体を貫いて産したもの。

肉眼的に、灰白色で緑色鉱物を伴う。顕微鏡的に石英が多少存在する。斜長石は 0.2~0.3 mm で粘土化作用を蒙る。新鮮なもの屈折率 $n=1.538$ で灰曹長石程度のものである。少量の無色の角閃石も認められる。0.1~0.2 mm, 勃開は不完全で、消光角は小さい。黝簾石は熱水作用のもとで長石から合成変質的に生じたものである。屈折率は高く、干渉色は低いから鉄の含量の少いものである。比較的多量に存在する。

No. 2. 曹長石石英岩 広瀬鉱山露天鉱床(広瀬 9 号坑) 蛇紋岩体に進入したもの。

肉眼的に乳白色である。顕微鏡的に、石英が多量に存在し、0.01~0.1 mm で、曹長石の石基をなしたり、曹長石を貫いている。石英だけが集合したところもある。曹長石は石英より屈折率が低くて、斑晶の役割をなしている。1~5 mm 程度のものである。曹長石は、比較的少量で、双晶の縞が彎曲している。曹長石と石英との割合は $Ab/Qz=1/15$ 程度である。角閃石が少量存在し、無色で屈折率が高く、勃開も認められる。ベスヴ石は淡褐色、多色性弱く、干渉色も低い。比較的多量で脈状に存し、後生的のものである。菱苦土鉱は小脈状をなして多少認められ、格子状の縞を欠く。ベスヴ石より更に後生的のものである。菱苦土鉱は優白岩自身の冷却に伴う後火成作用にて生成されたものと推察される。この優白岩の石基は石英だけからなつてゐるから、曹長斑岩と呼べない。

Nos. 1, 2 の化学組成と原子比率は第 2 表に示すようである。

上記の二種の岩石を比べてみると、石英分が多くなると斜長石は曹長石分を増すのが判る。二つの試料の化学組成から二種の優白岩は鉄の含量の少い酸性岩である。

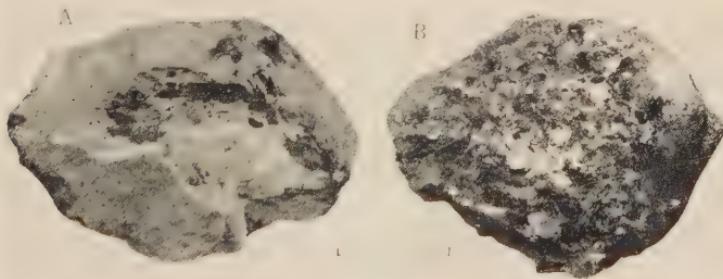
絹布石岩

若松鉱山七号一坑から産出した試料について述べる。当鉱山地方の輝岩は、通常超塙性岩体の一部をなすものである。こゝに記述する絹布石岩は輝岩から変質して生じたものであるが、母岩を切つて岩脈状に産したものである。肉眼的に部分的に微緑色のある白色で、クロム鉄鉱を捕獲している(第 2 図(A))。前記した石英と長石から成る優白岩に誤認され易いものである。硬度 $H=2.5\sim3.0$ 、比重 $G_{4}^{12}=2.398$ である。絹布石岩は後生の方解石脈で更に貫かれている。顕微鏡的に頑火輝石は、殆んど絹布石に変つている。輝石が岩脈状に進入した後、それに含まれていた熱水で変質したものと見られよう。斑状的のものと微石基的のものから成る。斑晶は 0.05~0.3 mm にわたるものである。無色、平均屈折率は $1.554 \pm$ である。 (001) の勃開が認められる。多少波動的であるが、殆んど直消光を示すものである。進入後多少なりとも、動力変質を蒙つたものと見

1) Kitahara, J. : Sci. Rep. Shimane Univ., 8, 46~58, 1958.

第2表 優白岩の化学組成

	No. 1		No. 2	
	Wt %	Atomic ratios when O=160	Wt %	Atomic ratios when O=160
SiO ₂	62.01	Si 53.5	77.94	Si 64.8
TiO ₂	0.07	Ti 0.05	0.16	Ti 0.1
Al ₂ O ₃	19.83	Al 20.1	7.94	Al 7.7
Fe ₂ O ₃	0.04	Fe ³⁺ 0.03	1.04	Fe ³⁺ 0.7
FeO	0.47	Fe ²⁺ 0.4	0.94	Fe ²⁺ 0.6
MnO	0.00	Mn —	0.04	Mn 0.05
MgO	0.82	Mg 1.1	1.08	Mg 1.3
CaO	8.52	Ca 7.9	5.32	Ca 4.7
Na ₂ O	4.08	Na 6.8	2.27	Na 3.6
K ₂ O	0.41	K 0.4	0.26	K 0.3
P ₂ O ₅	n. d.	P —	n. d.	P —
CO ₂	3.44	H ⁺ 19.8	3.18	H ⁺ 17.7
H ₂ O ⁺	0.27		0.28	
Total	99.96		100.45	

第2図 A 絹布石岩 (クロム鉄鉱を捕獲), B 広瀬鉱山
大切坑産クリノクロア (縮尺線は 5 cm を示す)

做される。絹布石の一部のものは、周縁、割目等から多少菱苦土鉱に変つている。其他淡緑色の緑泥石、纖維状の滑石が稀に見出される。燐灰石は巾 0.005 mm、長さ 0.05 mm 程度のもので、極めて稀に存在する。

化学分析結果は第3表に示す如くである。

化学分析結果に示すように、110°C 以下の水が比較的多く、このものは単なる吸着水でないものと推測される。鉄の含量は少ないために、岩石の色はそれに反映して白いものとなつたとみてよい。この岩脈は既に述べた岩脈とは違ひ塩基性のものである。

輝石脈

日野上鉱山の稲積鉱床の蛇紋岩化した輝岩中に、透輝石の集合結晶の小脈が、見られ

第3表 絹布石岩の化学組成

	Wt %	Mols	Atomic ratios when O=160	
SiO ₂	37.59	626	Si	298.7
TiO ₂	0.00	—	Ti	—
Al ₂ O ₃	1.00	10	Al	9.5
Fe ₂ O ₃	2.74	17	Fe ³⁺	16.2
Cr ₂ O ₃	n. d.	—	Cr	—
FeO	0.47	7	Fe ²⁺	3.3
MnO	0.00	—	Mn	—
NiO	n. d.	—	Ni	—
MgO	38.50	963	Mg	459.5
CaO	0.83	15	Ca	7.2
Na ₂ O	0.20	3	Na	2.9
K ₂ O	0.06	1	K	1.0
P ₂ O ₅	0.07	1	P	1.0
CO ₂ H ₂ O ₊ }	15.12	840	H ₊	801.7
H ₂ O ₋	3.35	186	H ₋	177.5
Total	99.93			

ただけで、他にそのような例は認められなかつた。肉眼的に透輝石は黒色で、その条痕は黄色である。それは長さ約7mmの球状結晶で、(100), (110), (010), (111), (221)の結晶面を有する。顕微鏡下に見ると、斜長石は稀であり、0.1~0.3mm程度のものである。透輝石は多量に存し、消光角 $c \wedge Z = 39^\circ \sim 40^\circ$ 、光軸角 $(\pm) 2V = 58.5^\circ$ 、多色性 X' = 緑色、 Z' = 無色、屈折率 $\alpha = 1.679$ 、 $\beta = 1.687$ 、 $\gamma = 1.707$ である。透輝石の一部は、緑色、黄色、褐色の緑泥石に変つている。透角閃石は稀で、0.2~0.5mm、放射状とか纖維状を呈している。その消光角 $c \wedge Z' = 6^\circ \sim 11^\circ$ である。頑火輝石または葡萄石は、透輝石に包有されている。赤鉄鉱が稀に存している。

広瀬鉱山の大切坑にも頑火輝石の細脈状のものが見られたが、輝岩を形成する一部のものかも知れぬ。

クロム鉄鉱による交代作用

こゝではクロム鉄鉱の侵入により超塩基性岩が变成作用乃至接触交代作用を蒙つて生じた二、三の鉱物について述べる。

クリノクロア 広瀬鉱山大切坑産のものについて述べる。

超塩基性岩(輝岩)に同一岩漿から生じたクロム鉄鉱が侵入し、接触变成作用を及ぼして生じたものと見られるものである(第2図(B))。

物理的性質：緑色鱗片状をしたもので、3乃至4mm大の六角薄卓状の結晶形を示すものもみられる。(001)に劈開完全で曲り易く、弱い弾性がある。硬度H=2.5、鱗片状の緑泥石の比重 $G_{45}^{15} = 2.678$ である。これとは別に鱗片状を示さない塊状の緑泥石

岩の部分もある。

顕微鏡下の観察：全般的にクロム鉄鉱は珪酸塩鉱物より後生的に侵入して、珪酸塩鉱物に接触して緑泥石に変えたものであるが、緑泥石にクロム鉄鉱が包有されていたり、緑泥石がクロム鉄鉱に侵入したように見られるところもある。珪酸塩鉱物が結晶する前にクロム鉄鉱が進入したものと推定することが出来る。鏡下で見られる緑泥石は0.1~0.5mm程度のものである。無色で屈折率は $\alpha=1.575$, $\gamma=1.581$ である。楔形石英検板により $\gamma-\alpha=0.006$ であることが判る。なお(001)上の複屈折は $\beta-\alpha=0.002$ である。(001)面をコノスコープで観察した結果二軸性正である。光軸点は視野内にあるから、その視野内の弾性軸は鋸等分線Z軸であることが判る。 $c \wedge Z = 1.9^\circ$, $b = Y$ で光軸面は(010)である。(001)はX軸とY軸とに平行であるから、自在廻転軸によりY軸を廻転軸として光軸角を求めることが出来る。上記の光学的性質から察すると、緑泥石はクリノクロア¹⁾と見ることの出来るものである。

化学組成：緑泥石の化学組成及びそれから導いた原子比率は第4表に示す通りである。化学組成から求めた化学式は $(Mg_{4.46} Ca_{0.06} Fe_{0.08}^{3+} Fe_{0.16}^{3+} Cr_{0.01} Al_{1.17})_{5.92} (Si_{2.96} Al_{1.04})_{4.00} O_{10.13} (OH)_{7.87}$ となり緑泥石の理論化学式 $(R_{6-p}^{3+} R_p^{3+}) (Si_{4-p} R_p^{3+}) O_{10} (OH)_8$ に大凡近い。上式から H_2O^- , H_2O^+ の分析値が化学式に影響を与えることが判る。この場合 $110^\circ C$ 以下の水を全部吸着水としてよいか疑問である。 $Al_2O_3/R_2O_3 > 50\%$, $R_2O_3/RO < 1$ であるから緑泥石であるのは確かである。化学組成の分子比率から端成分を算出してみた。こゝに CaO の分子比率は小さいから MgO の分子比率に加えても加えなくても小数点以下一桁までの値は同じである。 $Cr_2O_3 + Fe_2O_3$ の値を Al_2O_3 に加えて、 Al_2O_3 の分子比率とした。端成分の分子比率は antigorite (Ant) 70.4%, ferroantigorite (Fe Ant) 1.0%, amesite (At) 28.2%, daphnite (Dn) 0.4% となり、A. N. Winchell による緑泥石の化学的、光学的分類の図表 (1933)²⁾ によれば (-) penninite の範囲に投影される。1951の図表³⁾には端成分の割合を変えてるので、それに倣つて計算し直した値を投影するとクリノクロアの域に落ちる。 $(3At + 3Dn) 37.5\%$, $(2An + 2FeAnt) 62.5\%$, $(2FeAnt + 3Dn) 1.4\%$, $(2Ant + 3At) 98.6\%$ となるから、機械的に分類したものとしては、penninite になるが、屈折率 β と複屈折で分類した (1951)⁴⁾ の図 (第3図) ではクリノクロアに属するものであることが判る。化学組成の特徴は Al_2O_3 の含有量が多く、 FeO の含有量が少いことである。少量の Cr_2O_3 を含み、アルカリは微量で無視出来る程度である。この緑色のクリノクロア以外に黄色の緑泥石も見られ、緑色のものと移り変つてることもある。このものは Fe_2O_3 量の多いものと見ることが出来る。光学性正で、消光角 $c \wedge Z = 2.0^\circ$ である。

黒柘榴石：広瀬鉱山大切坑から産したものについて記載する。

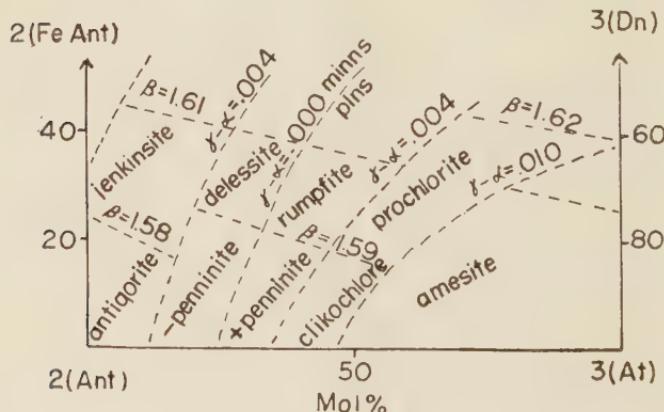
輝岩などの超塩基性岩とクロム鉄鉱との交代作用の結果生じたものと見る方が、後期岩漿から生じたものとするより当を得ている。柘榴石は緑泥石類と伴うことがある。

- 1) Winchell, A. N. : Elements of optical mineralogy, 2, 1951.
- 2) Winchell, A. N. : 前出, 1933.
- 3) Winchell, A. N. : 前出, 1951.
- 4) Winchell, A. N. : 前出, 1951.

第4表 クリノクロアの化学成分

	Wt %	Mols	Atomic. ratios		Ditto when $O(O + H) = 1800$
SiO ₂	31.38	523	Si	523	296
TiO ₂	0.00	—	Ti	—	—
Al ₂ O ₃	19.85	195	Al	390	221
Cr ₂ O ₃	0.18	1	Cr	2	1
Fe ₂ O ₃	2.18	14	Fe ³	28	16
FeO	0.77	11	Fe ²	11	6
NiO	tr.	—	Ni	—	—
MnO	0.00	—	Mn	—	—
MgO	31.52	788	Mg	788	446
CaO	0.59	11	Ca	11	6
Na ₂ O	0.03	.3	Na	.6	.3
K ₂ O	0.01	.1	K	.2	.1
H ₂ O ⁺	12.51	695	H ⁺	1390	787
H ₂ O ⁻	0.97	54	O	3181	1013
Total	99.99				

第3図 緑泥石の化学的、光学的分類図 (•印は広瀬鉱山産クリノクロア)



結晶形体：柘榴石は、斜方十二面体 $d(110)$ と偏六面体 $n(211)$ から成るもので、偏六面体は斜方十二面体の稜を削つて細面としてあらわれている。小粒になると $n(211)$ が相対的に稍々大きくなるが、 $d(110)$ の方が $n(211)$ より大きい。肉眼的に大なるものは 3.5 mm に達するが、平均 1.0-1.5 mm 程度のものである。小なるものは 0.5 mm 程度である。反射測角器で測つてみると、 $n \wedge d = 30^\circ$ 、 $d \wedge d = 60^\circ$ 、 $d \wedge d = 90^\circ$ 、 $n \wedge n =$

48°11.5', $n \wedge n = 33^{\circ}33.5'$ に殆んど一致する。後記化学分析表に示すように、イオン半径の大きい Ca^{2+} を多量に含んでいるから、この結晶は $d(110)$ が大きくなり、 Mg^{2+} , Fe^{2+} を少量に含み、 Mn^{2+} を含んでいないから、 $n(211)$ は小面としてあらわれたものと見ることが出来る。また $d(110)$ がよく発達しているのは、比較的に温度の低い接触変成作用により生じたものと推測することが出来る。

物理的性質：肉眼的に緑黒色というより、黒色に近いものである。 $H=6$, $G_4^{14}=3.759$, $n=1.849$ である。顕微鏡的に淡黄色で、周縁、割目に沿つて黒色になつてある。等方質で光学異常は認められない。自然のものと他のものとがあり、0.05~2.00 mm にわたるものである。

化学組成：柘榴石の組成は第 5 表に示す如くである。

化学組成に示すように、 Fe^{2+} , Mg^{2+} が少量で、しかも Mn^{2+} が湿式法で検出されないのは、 Cr^{3+} , Fe^{3+} , Ca^{2+} に比してそれらのイオン半径が小さくて結晶構造的に Cr^{3+} , Fe^{3+} 等の隙間から脱落し易いからであると見られよう。こゝに少量の Al^{3+} は三価の元素の中に Ti^{4+} を含むのに釣合うやうに Si^{4+} を置換しているものと見做して取扱つた。従来多くの文献には、 Ti^{4+} , Si^{4+} を置換しているものとして扱つているが、 Ti は Ti^{3+} として存在せず、しかもイオン半径の異なる Ti^{4+} (0.68 Å) は容易に Si^{4+} (0.42 Å) を置換することは出来ないものと推測される。

化学式は $(\text{Ca}_{2.88} \text{Fe}_{0.09}^{2+} \text{Mg}_{0.04})_{3.01} (\text{Fe}_{1.23}^{3+} \text{Al}_{0.52} \text{Cr}_{0.20} \text{Ti}_{0.05})_{2.00} (\text{Si}_{2.97} \text{Al}_{0.05})_{3.02} \text{O}_{12.00}$ となり、分子比率から端成分の分子比率を求めてみると、 Alm 2.99, Py 1.49, Gr 23.88, And 59.70, Ti-And 1.99, Uv 9.95 (Mol%) となる。Gr-And と呼ぶことが出来、Gr-And の混晶列に属するものである。

結晶の色が黒い An あるいは Gr-And であり、しかも Cr を含んでいるから、日本新産の含クロム黒柘榴石と呼ぶことが出来よう。

炭酸塩鉱物の熱水脈

蛇紋岩体や、クロム鉄鉱体の隙間とか、割目に多数の方解石脈が貫いている。多くの場合、細脈であるが、巾 10~15 cm 程度の脈も見られる。それらの脈の或ものは、クロム鉄鉱や蛇紋岩を捕獲していることもある。それらの細脈以外に、蛇紋岩に顕微鏡的の細片とか微細脈が認められる。菱苦上鉱は、クロム鉄鉱体に近い蛇紋岩の縁にも、クロム鉄鉱体にも細脈として見られるもので、顕微鏡的の微細脈や、細片としても存在する。その鉱物は、薄片にて葉片状の双晶を欠いている。広瀬鉱山の大切坑には、菱苦土鉱、灰曹長石 ($n_2(001)=1.548$) 脈が見られる。菱苦上鉱、灰曹長石の細複成脈の分析結果は次の通りである。 SiO_2 32.03, TiO_2 0.00, Al_2O_3 10.25, FeO 0.45, MnO 0.00, MgO 23.57, CaO 2.17, Na_2O 4.41, K_2O tr., CO_2 (H_2O r.) 26.29% (Wt)。霞石脈も認められ、その一部が樹枝状になつたものもある。クロム鉄鉱と蛇紋岩体が接触する附近に、このような炭酸塩鉱物の細脈が多く見られるが、それらの炭酸塩鉱物脈には、定めた方向性がない。種々の炭酸塩鉱物脈を生ずるのは、熱水溶液の化学成分の違い、温度や圧力の高低などによるものである。炭酸塩鉱物脈の主体をなすものは、方解石脈である。 CO_2 が存在すると、岩漿中の CaO の溶解度を高めるので、熱水期に多数の方解石脈を生じたものと見ることが出来よう。

第 5 表 極榴石の化学成分

	Wt %	Mols	Atomic ratios			Ditto when $O=1200$
SiO ₂	35.97	599	Si	599	297	302
Al ₂ O ₃	5.82	57	Al	114	57	
Fe ₂ O ₃	19.90	124	Fe ³	248	123	200
Cr ₂ O ₃	3.11	20	Cr	40	20	
TiO ₂	0.89	11	Ti	11	5	
FeO	1.36	19	Fe ²	19	9	
NiO	0.00	—	Ni	—	—	
MnO	0.00	—	Mn	—	—	
MgO	0.31	8	Mg	8	4	301
CaO	32.49	580	Ca	580	288	
Alk	n. d.	—	Alk	—	—	
H ₂ O —	0.20		O	2430		
Total	100.05					

クロム鉄鉱成因の一考察

「クロム鉄鉱とその産状」を論述するには、その附近の地質も、母岩も、分化脈岩についても同時に記載すべきである。何故ならば、クロム鉄鉱は、含クロム超塩基性岩漿（または橄欖石斑岩岩漿）から生じたと見られる鉱物であるので、一連の岩漿活動から生じた種々の岩石、分化脈岩に関する研究は、クロム鉄鉱の性質、生成時期とか産状を更に鮮明にするからである。こゝに岩漿とは、液体状態のものだけではなく、結晶集合体を含む粥状の流動体をも岩漿として取扱つた。（超塩基性岩体（橄欖岩体）は斑岩岩質岩漿から早期に晶出した橄欖石の結晶集合体が粥状になつて逆入して生じたものであると云う論説もある。）このようにして、母岩や分化脈岩を記述するのは、「クロム鉄鉱とその産状」を論ずるのと密接不離の関係にあり、母岩や分化脈岩を無視したり、別に取扱つたりするのはナンセンスである。なお、超塩基性岩体は、花崗岩質の下層にある橄欖岩質層が花崗岩質岩石（古生層も含め）造構造運動により熔融され弱線に沿い絞り出されて生じたものではないかとも考えられるから、地質条件も間接にクロム鉄鉱の産状に関係をもつものである。

クロム鉄鉱の化学組成は、試料毎に異つてゐる。顕微鏡下に観察しても色々の種類のものがあるのが判る。ごく接近した試料でも鏡下の性質も化学組成も異なることがある。このことは、熔融状態にあつたクロム鉄鉱が均一のものでなく、不均一のものであつたことを示すものである。一方超塩基性岩体も橄欖石だけのところ、橄欖石と頑火輝石とから成るところ、頑火輝石から成る部分と云うように不同であるばかりでなく、蛇紋岩化作用の程度もところにより異なる。このようなことは岩漿が部分的に不均一であつたことを示すものであるが、鉱物の生成順序にもよるのである。野外における観察では、造岩鉱物は識別し難く、しかも蛇紋岩化の程度も判らないこともあるので、岩石名をつ

け難く、顕微鏡下ではじめて名をつけることが出来るものもある。

クロム鉄鉱は珪酸塩鉱物を必ず伴うもので、肉眼的にクロム鉄鉱だけからなるとみられるものでも、鏡下では珪酸塩鉱物を多少とも伴つているのが判る。換言すれば、含クロム超塩基性岩漿（粥状の流動体）から完全にクロム鉄鉱だけの熔融体が分離したわけではなく、珪酸塩の部分も同時に幾分伴つてのことになる。しかもその珪酸塩鉱物の量によりクロム鉄鉱粒のない斑状鉱（浸染鉱）、クロム鉄鉱粒の多い斑状鉱、クロム鉄鉱に富んだ塊状鉱が出来、なおクロム鉄鉱粒の大きさや形により種々のものを生じた。ボタン鉱のように、クロム鉄鉱粒の集りが一つの小塊となり、このようなものが斑状になつて超塩基性岩のなかに存するものもある。含クロム超塩基性岩漿がクロム鉄鉱と珪酸塩の両熔融体に分裂する時、完全に分離せず、前述のようにクロム鉄鉱の方に多少なりとも珪酸塩分が入るのであるが、逆に珪酸塩の岩漿の方にも多少のクロム鉄鉱が入る。したがつて超塩基性岩の方にも鏡下でクロム鉄鉱粒が通常認められるのである。クロム鉄鉱体のクロム鉄鉱、超塩基性岩体の方にまぎれ込んだクロム鉄鉱粒とか、クロム鉄鉱体が母岩に進入する時、一部浸染したであろうと思われるクロム鉄鉱粒は、根本的には同源のクロム鉄鉱であるから近似したもので大きな相違はないものと見做してよい。このようしてクロム鉄鉱床の母岩には、磁鉄鉱成分の多いクロム鉄鉱粒の存在は考えられるにしても、磁鉄鉱成分だけから成るものは存在しないものと推定される。こゝで面白いことには、クロム鉄鉱粒ととりまく珪酸塩鉱物との間には、含鉄量に逆の関係がある。例えばクロム鉄鉱が鉄の含量の多いものであると、共生するアンチゴライトのような珪酸塩鉱物の屈折率は低い値を示すのであつて、この屈折率の低いと云うことは、鉄の含量が少いからである。分裂した含珪酸塩のクロム鉄鉱の熔融体が固結する際、クロム鉄鉱の方に何等かの原因で（例えば珪酸塩からの岩漿放散物）鉄が移行すると、珪酸塩鉱物の方の含鉄量は相対的に少くなると云うことも考えられる。

含クロム超塩基性岩漿が、温度の降下する時、不混和なクロム鉄鉱の熔融体と粥状の超塩基性岩漿に分裂し、超塩基性岩漿が固結して生じた割目にクロム鉄鉱の流動体が進入したと云うのが、普通のクロム鉄鉱の生成の仕方ではないかと推定される。実際には色々の仕方で生成したものであると考えられる。例えば珪酸塩の岩漿が固結しないうちに、クロム鉄鉱が进入したような場合は、鉱体と母岩との境は不明瞭で、漸移しているようにみられるものである。このようなものは同時に生成したものとして見做すことの出来るものである。何れの进入体にも、珪酸塩鉱物を有しているが、この場合进入体では通常クロム鉄鉱粒が珪酸塩鉱物より先に結晶したのであることが鏡下で判る。クロム鉄鉱と珪酸塩鉱物の両者に分裂する際、珪酸塩の岩漿の方にまぎれ込んだクロム鉄鉱は、珪酸塩の岩漿の流動と共に動き、レンズ状、楕円状、線状、墨流し状、時には塊状になつて母岩中に存在することになり、早期に晶出したものもあると見られる。鉱体附近の母岩は蛇紋岩化作用が進んでおり、時に侵蝕交代されていることもある。鉱体から離れると蛇紋岩化作用の程度を減ずる傾向のあるのは、一部の蛇紋岩化作用は含水クロム鉄鉱体の进入によつて影響されたものと見做すことが出来よう。

超塩基性岩漿中に Cr_2O_3 が多量に存在する場合、 Cr_2O_3 を成分とする鉱物を生ずるには、クロム鉄鉱以外に適當な鉱物がないので、クロム鉱を生ずるのが最もよいことになるのではないかと思われる。したがつて Cr_2O_3 はその時の珪酸塩岩漿の物理化学的環境

に主に順応して他の成分と結びついて、その時の条件に適した成分に相当するクロム鉄鉱となつて岩漿から分裂したのではないかと云う一つの考え方もうかんでくるのである。超塩基性岩体に比べると、クロム鉄鉱はその一部に過ぎないが、 Cr_2O_3 と Fe^{2+} , Mg , Al , Fe^{3+} 等の酸化物が結びついて生じた全体のクロム鉄鉱の成分だけ超塩基性岩体の成分は減じているわけである。このようにしてクロム鉄鉱体は超塩基性岩体と同源異相をなすものを見ることも出来る。

橄欖岩漿は、橄欖石の熔融点が非常に高いので、高い温度においてだけ液体であることになるから橄欖岩漿の逆入相は考えられないとされており、前に述べたように、超塩基性岩（橄欖岩質岩）は斑柄岩質岩漿（即ち玄武岩漿）から早期に晶出した橄欖石が結晶集合体をなした粥状物質として地殻変動により生じた裂線に貫入して生成したものとされている。橄欖岩、輝岩のような超塩基性岩は、岩漿のなかに CO_2 や H_2O が存在すると、岩漿の熔融点は下るので結晶体は多少あつたにしても液体岩漿として地殻の弱線に沿つて貫入して生じたのではないかとも考えられる。

苦土橄欖石 (Mg_2SiO_4) と珪酸 (SiO_2) 系において、相律的に橄欖石と頑火輝石との晶出関係は明らかになつてゐるところである。溶液の成分に拘らず、橄欖石の方が頑火輝石より先に晶出するのであり、しかも両鉱物は反応関係にある。超塩基性岩を顕微鏡下で観察しても、橄欖石は頑火輝石より先に晶出したものであることが判る。超塩基性岩体に橄欖石の成分に富んだところや頑火輝石の成分に富んだところの生じるのは、晶出順序にもよるし、また珪酸塩の岩漿が均質ではなく部分的に相異しているからでもある。前述のように、橄欖石に富んだ部分は頑火輝石に富んだところより先に固結したのであるから、時には輝岩ないしその変質岩が、岩脈状を示すことのあるものよく理解することが出来るわけである。閃綠岩脈や優白岩脈は、超塩基性岩漿の末期的の岩漿分化として貫入したものと推定することが出来る。（未完）

附 記 第1報 (I) の論文に、蛇紋岩体と花崗岩質岩石との前後関係は不明であると記しておいたが、その後の地質調査で出立山 (951.8 m) の南方約 1.250 米の地点で、花崗斑岩質岩石と超塩基性岩とが接したところを見出した。この接觸部において超塩基性岩が変質しているところから察すると、花崗岩質岩石の方が蛇紋岩体より後生的のものと見てよいであらう。

第2報に、斑柄岩を捕獲岩として記載しておいたが、鉱床が更に開発された後の調査で斑柄岩は岩脈の包有物か、それより寧ろそれに接觸した母岩（超塩基性岩）やクロム鉄鉱に変成作用を及ぼしているところから岩脈ではないかと察せられる。岩体の一部を見て捕獲岩としたのは誤認であつて、前記したように訂正した方が当を得ている。なお、斑柄岩と閃綠岩とは密接不離の関係にあつて同じ成因のものの異相であり、同一岩体で斑柄岩質の部分と、閃綠岩質の部分との両者のあるものを見出した。（詳細は別報の予定）

抄 錄

鉱物学及び結晶学

8171, 葉沸石 Chalmers, R. A.,
Dent, L.S., Taylar, H. F. W.

(001) 面に於ける電子線回折は底面が hexagonal 構造を有していることを示す。X線写真からも底面の hexagonal 構造に対して C 軸が傾斜している格子を有していることが明かで, $a=b=9.34 \pm 0.05$, $c=13.2 \pm 0.1 \text{ \AA}$, $\alpha=90.0^\circ \pm 0.1^\circ$, $\beta=110^\circ \pm 2^\circ$, $\gamma=120^\circ \pm 0.1^\circ$ なる三斜格子構造が考えられる。又これは $a=16.2$, $b=9.34$, $c=13.2 \text{ \AA}$, $\beta=113^\circ$ なる monoclinic の c-face centered cell に依つても総ての反射に指數を与える事が出来る。 $d_{001}=12.13 \text{ \AA}$ は 450°C で 11.1 \AA , 600°C では 10.3 \AA に shrinking し, 同時に単結晶写真に於いて c* 方向に streak が現われ, 此の場合 a , b 軸に変化がなく stacking disorder が生ずるものと解することが出来る。更に 710° では cuspidine への秩序的転移を示し, $940^\circ \sim 1000^\circ\text{C}$ では larnite と β -Ca SiO₃ になる。化学分析及び比重測定結果を併せて cell contents は Ca₁₂ Si₉O₂₇F₆ · 9H₂O と考えられるが, 熱分析の結果, 400°C 近に水分の $2/3$ が失われ, これ以上では残る $1/3$ が失われるが後者は水酸基の形で存在するものであらう。水分の逸出は前記 X 線写真の変化と相俟つてはいるが, 考えられる所の Si₃O₈ 層構造及び Ca 層構造には本質的な変化を及ぼさない。然し, shrinkage がそう大きくないことから, これ等は hydrogen-bonded layer としてあるものでなく層構造内部の孔隙に入つてく

るものであらう。 (Min. Mag., 31, 726~735, 1958)

〔開〕

8172, 新含水硼酸塩鉱物 feolovite
Нерпова, Е. С.

北ウラルのノボフロフスクの接触交代性鉄鉱床の中部デボン系の石灰岩中に, 細い脈や不規則な集合をなし, calciborite を一部交代して方解石, 埃榴石, 磁鐵鉱にともなつて産する灰白色半透明の鉱物は, H 3.5, G 2.14, 水に不溶で温酸にはよく溶け, 陰極線では黄色に発光する。又 $2V_z 75^\circ$, $\alpha 1.572$, $\gamma 1.586$ で波状消光をなし, D.T.A では 190°C で発熱を示し, 950°C 以上で熔融する。化学分析値は B₂O₃ 34.20, CaO 28.70, MgO 0.72, H₂O(+) 32.96, SO₃ 1.78, Fe₂O₃ 0.10, SiO₂ 0.57, 計 99.03% で 3% の石膏を含み, 化学式は CaO · B₂O₃ · 3.5 H₂O に相当する。粉末写真的結果は含水硼酸カルシウム群中の新種であることを示した。なお鉱物名 фроловит は産地名にちなんだものである。 (Зап. Всес. Мин. Общ., 86, 622~625, 1957; Am. Min., 43, 385~386, 1958)

〔字留野〕

8173, 斜長石のアルバイト, ペリクリン, 及びアクリン-A 双晶に対する温度, 構造型態及び成分の影響 Smith, J. V.

著者は Donnay 及び Gay の資料に二・三の結果を附け加えて次の様に論じている。計算による Obliquity ϕ ($=b \wedge b^*$) は An₀~An₂₀ では高温型斜長石に於て低く, 低温型では高く An₂₀ 以上では此の関係は逆転する。更に曹達斜長石は温度の上昇と共に三斜性を失い, An 量の減少は此の傾向を助長するが, 特に

dry 条件で作られたものは熱水的に作られたものより低い三斜—单斜軸位温度を有すること、又低温型では少量の K 成分しか固溶体として含み得ないが、高温型は K 成分が多く、加熱に依る中の減少が急激に行われること等から、一般に晶出温度が低く、可成りの水分を含み、且固溶体としての K 成分が少いと考えられる深成岩の斜長石よりも火山岩試料に於ては双晶頻度が高くなるであらう。又、再結晶作用に於ては中が少なければ twin lamella が粗になることも考えられるが変成岩での双晶頻度は更に落ちる。変成度が高くなれば火山岩に近くなる。従来、型態や大きさを基にして論じられた双晶現象も逆に以上の点から考えられる可きであるが、微量成分も又充分考慮されねばならない。(Am. Min., 43, 546~551, 1958) [関]

8174, 南西アフリカ Tsumeb 鉱山産の新鉱物 reinerite Geier, B. H., Weber, K.

Pb-Zn-Cu 鉱床の酸化帯から産した亜鉛の砒酸塩鉱物は新鉱物として断定され、Tsumeb 鉱山の化学者 Reiner, H. W. 氏に因んで reinerite と名付けられた。この鉱物は斜方晶系 (D_{2h}) に属し、(010), (110) (001) 及び (012) 等の結晶面が認められた。色は青～緑色で、硬度 5、比重 4.27₀ である。屈折率は $\alpha=1.74_9$, $\beta=1.79_0$, $\gamma=1.82_1$ 、光学性は負である。格子恒数は X 線的に次の如く決定された。 $a_0 : b_0 : c_0 = 0.42$ 31 : 1 : 0.5421, $Z=4$ 。化学分析の結果は (1) (帶緑色種) ZnO 56.01, As₂O₃ 43.83, 合計 99.84%, (2) (帶青色種) ZnO 53.27, FeO 1.30, Cu 2.23, As₂O₃ 42.51, 合計 99.76% で、(1) から化学式を求める $Zn_3 (AsO_3)_2$ とな

る。(Neues Jahrb. Min. Monatsh., 7/8, 160~167, 1958.) [長谷川]

岩石学及び火山学

8175, Morayshire, Grantown Granite Complex の構造 Mackenzie, D. H.

南部 Morayshire (Scotland) の Grantown granite についてその野外に於ける関係、岩石学的性質に就て記述し、その granite の country rock である Moine gneiss と称される泥質及び珪長質片麻岩の構造と、granite 中に block として多数包含されている Moine gneiss の構造とを比較したもので、granite 中の多数の block は最初 country rock として一定方向を持つていたが granite 中に取込まれて、granite が現在の位置を占める間に、回転を行い、その回転度によつて三つの zone に分けることが出来る。granite が浸潤構造を残していないので granite 中に於ける block の運動状態ははつきりしないが、いろいろの証拠から granite が in situ で形成されたものではなく、主として country rock の foliation に沿つてその拡張により、花崗岩が可塑性を持つた状態で現位置を占めたものと思われる。(Geol. Mag., 95, 57~70, 1958) [植田]

8176, カリフォルニア州 Bidwell Bar 地方産角閃石の共生関係 Compton, R. R.

北西シエラネバダ Bidwell Bar 地方には低度の変質玄武岩 (mafic green stone) が広く発達する。本岩中には小さい花崗岩質底盤が貫入し、周囲に接触変成帶をつくる。それは外帶 (outer zone) 及び内帶 (inner zone) に分けら

れる。変成帯の外側は (1) 緑色岩及び緑色片岩 (陽起石, 豊長石, 緑簾石, 緑泥石から成る)。外帶は (2) ホルンフェルス化した変質輝緑岩 (普通角閃石, 灰豊長石, 緑簾石で, 局部的に緑泥石を含む)。内帶は (3) 角閃岩 (普通角閃石, 中性長石で局部的に単斜輝石を含む) である。内帶には交代変成脈 (中性-豊灰長石, 角閃石, 石英) 及び貫入脈 (中性-灰豊長石, 石英, 角閃石, 黒雲母) が多い。(1), (2), (3) の順で増進変成作用を示し陽起石は普通角閃石に変化する。5 個の角閃石 (1), (2), (3), 帯 ferro-hastingsite 片岩(4) 及びトナル岩(5) 中の各角閃石) の化学成分及び光学的恒数を挙げ構造式を示す。構造式に於て X 群の Al は陽起石から他の角閃石へ急激な増加を示す。夫々の構造式は (1) : $(Na, K)_{0.35} Ca_{1.9} (Mg, Fe'')_{4.4} Al_{0.4} (OH)_{1.6} Si_{7.7} Al_{0.3} O_{22}$; (2) : $(Na, K)_{0.35} Ca_{1.7} (Mg, Fe'')_4 (Fe'', Al)_{1.1} (OH)_{1.9} Si_{6.7} Al_{1.3} O_{22}$; (3) : $(Na, K)_{0.4} Ca_2 (Mg, Fe'')_{3.8} (Al, Fe'')_{1.1} (OH)_{1.7} Si_{6.7} Al_{1.3} O_{22}$ (4) : $(Na, K)_{0.8} Ca_2 (Fe'', Mg)_{3.8} (Fe'', Al)_{1.1} (OH, Cl)_{2.1} Si_8 Al_2 O_{22}$; (5) : $(Na, K)_{0.5} Ca_{1.9} (Mg, Fe'')_{4.4} (Fe'', Al)_{0.8} (OH)_{0.8} Si_{7.1} Al_{0.9} O_{22}$ である。(5) は底盤周縁相中の黒雲母と共に存する火成普通角閃石である。最後に陽起石-普通角閃石反応について New Zealand の Otago, Scotland の Highlands 等の変成岩と比較検討し, 本変成帯の陽起石から aluminous 普通角閃石への急激な変化は広域変成作用の結晶片岩中の角閃石の漸移的変化と著しい対照を示す。これは多分両環境間の脱水作用, 最初に於ける温度上昇及び反応の各速度の相違によるであろう。(Am. Min., 43, 890~

907, 1958)

〔千藤〕

8177, Nepheline-kalsilite 系, (II)
相関係 Tuttle, O. F., Smith, J. V.

Nepheline-kalsilite 系の subsolidus temperature における相平衡についての研究を行つてゐる。この系に於ては solvus 或は miscibility gap が存在し, albite-orthoclase の間の solvus に良く類似している。低温に於ては miscibility gap が $Na_3 KAl_4 Si_4 O_{16}$ と $KAl SiO_4$ の間に存在する。端成分 $KAlSiO_4$ では kalsilite が安定な鉱物であり, 高温で斜方晶系である。一方, kaliophilite は常圧下ではすべての温度で準安定な鉱物である。端成分 $Na Al SiO_4$ は $850^{\circ} \sim 1250^{\circ}$ の範囲で安定である。この系で新らしい相として tetrakalsilite が発見された。その組成は $Na_3 K_3 Na Al_4 Si_4 O_{16}$ であり, 高温に於て加熱された mixture から生成された。又 $Na_3 K Al_4 Si_4 O_{16}$ は化合物 (nepheline) であつて固溶体系における single composition ではない事が判つた。更に天然に産出するこの系の鉱物についての成因的な事についても言及している。(Am. Jour. Sci., 256, 571~589, 1958)

〔青木〕

8178, Arran, Lamlash-Whiting Bay 地方の composite, multiple 贯入岩類 Rao, M. S.

南東 Arran には Triassic の marl と red sandstone 中に Kainozoic に属する felsite, crinanite, dolerite, basalt 等の sill より成る composite 及び multiple 贯入岩類が多数存在する。総ての岩型の pyroxene は normal augite で pigeonite は見られない。接觸混成作用は捕獲岩の一部又は完全な消化に大きな役割を演じた。種々の性質の

異つた進入岩類は二種の岩漿の地下深部に於ける複雑な混成作用の過程を経て生成されたものである。進入岩類に於ける各岩型の空間的な進入関係は非常にまちまちであるが、岩漿進入の順序は常に初めのものは塩基性で後になる程酸性になつてゐる。それ等進入岩類の示す複雑な構造は、次第に組成が酸性の方向に変化する混成岩漿の一連の pulsation に起因するものである。(Geol. Mag., 95, 265~280, 1958)

〔植田〕

8179, Ghana 産柘榴石・角閃石・輝石・スカボライト片麻岩 Knorrung, von O., Kennedy, W. Q.

西アフリカ Ghana 南東海岸に発達する Dahomeyan (Archaeon) 層は NE-SW の走向をもち (1) 基性片麻岩層 (2) 酸性の片麻岩及びミグマタイト、花崗岩から成る。前者中の本片麻岩およびその主成分鉱物 (柘榴石、普通角閃石、輝石、スカボライト) を化学分析および光学的恒数測定をした。化学成分上から本岩は塩基性火成岩起源で、柘榴石および輝石は粒状岩および榴輝岩のそれらに、普通角閃石は角閃岩中のそれに類似する。即ち本片麻岩は角閃岩相と榴輝岩相或いは粒状岩相との移化相の位置を占めると考えられる。スカボライトは特に SO_3 を多量に含む種類で 4.13% を示し、Cl が著しく少ない。本鉱物は二次的の交代作用 (気成作用) によるものでなく、広域変成作用に於いて安定相として生成せられたと考えられる。変成作用の圧力-温度域内の鉱物相の関係について特に斜長石の性質を比較し、Eskola、や Turner によつて示された図表を修正し、新しいものを呈示している。(Min. Mag., 31, 846~859, 1958) [千藤]

金属鉱床学

8180, 英国諸島産の閃亜鉛鉱、方鉛鉱およびその関連鉱物中の微量元素
El Shazly, E. M., Webb, F. S. Williams, D.

英國諸島から採集された閃亜鉛鉱 69ヶ、方鉛鉱 83ヶおよびその関連鉱物につき分光分析を行い、その微量元素の関係を求めた。試料中には包裏物又は微少脈の為に汚染をさけられないものもあつたが、離溶産物は汚染とは考えなかつた。どの試料にも存在しない元素は Au, Be, Ce, Cs, Er, Gd, Hg, La, Li, Nb, Nd, Pd, Rb, Sc, Sm, Ta, Th, U, W, Yb および Zr であつた。

閃亜鉛鉱は後生的のもの 54ヶ、同生的のもの 9ヶ、その他地区 6ヶを含む。後生的のものは熱水液による裂隙充填のものと、交代作用によるものとある。深熱水性鉱床では In (300 ppm), Mn (5,000 ppm), Sn (400 ppm) が多く中熱水性および低温性では Ga, Ge, Sb に富む。同生的のものはそれに比較すると、In, Mn, Sn は殆ど存在せず、Ga は等しい。Ag, Ge, Sb は少く、これと同様の傾向は亜鉛の二次的酸化鉱物においても見られた。

方鉛鉱では後生的のもの 71ヶ、同生的のもの 6ヶ、他地域 6ヶを含む。Ag はこれ等の内半分以上、Zn は約 40% のものに含まれ、Co, Ga, Ge, Hg は見当らない。Al, Ca, Cu, Fe, Mg および Si は常に存在し、多分汚染の為であらう。後生的方鉛鉱は大部分後生的閃亜鉛鉱と同一地域からとられ、熱水性鉱床のものであるが、その中の Ag, Bi, Sn は生成温度と関係し、高温鉱床では

Bi (3,000 ppm), Sn が見出され, Ag は高温度程多くなる。同生的方鉛鉱は、後生的方鉛鉱の中の高温性のものよりも低温性のものとよく似ている。その中で Ag, Sb が後生的のものに比し、非常に少い事は興味がある。

閃亜鉛鉱と方鉛鉱の間では Ag と Cu は常に見出され、Cd, Co, Ga, Ge, In, Mn は方鉛鉱よりも閃亜鉛鉱の方に親和力があり、Bi, Sb は選択的に方鉛鉱中に入る。微量成分は鉱物によつて異り、同時晶出の鉱物の間ではその分割が行われ、2 種の鉱物間に空間的および共生的関係がない時は、微量成分は平均化される。Ag は方鉛鉱の全部および閃亜鉛鉱の大部分に存在するが、中および深熱水性鉱床中での方鉛鉱では Ag に富み (2,000 ppm), それと密接に共生する閃亜鉛鉱には存在しない。低温性では方鉛鉱 (300 ppm) に対し、共生する閃亜鉛鉱の Ag は僅少 (13 ppm) となる。それ等に対し両者の関係が密接でない時には夫々の Ag の量 (200 ppm, 70 ppm) の差は大きくはない。Sb は両鉱物の共生する時は方鉛鉱中に富み、閃亜鉛鉱中にはない。関係ない時は何れにも入る。閃亜鉛鉱が方解石に富む脈石中に生成する時は Mn は後者に集まる。

英國西部では鉱床生成と関係ある花崗岩の近傍の鉱床は、高温条件を示す成分に富み、遠方では低温性元素を伴つてくる。即ち花崗岩の近くでは閃亜鉛鉱中に In, Mn, Sn が多く、遠方では減少し、Ga, Ge が見られてくる。方鉛鉱では Bi, Sn が花崗岩体からの距離に反比例して減少する。

以上の外、黃銅鉱では低温および同生的のものに Ge が存在し、高温のものに Sn が多い。閃亜鉛鉱と同時生成の時は Ge, In は閃亜鉛鉱中に入る。黃銅鉱お

よび白鉄鉱では Ag, As, Co, Cu, Ni, Pb, Ti, Zn が最も普通で、生成温度とは関係がない。しかし微量元素の量が最も少い黃銅鉱は共生上末期のものである事は興味がある。

それ等の他黝銅鉱、車骨鉱、亜鉛華、異極鉱、白鉄鉱、硫酸鉛鉱、レツドヒル石、緑鉛鉱、方解石、螢石、重晶石等について行つてゐる。それ等の結果同生的のものは微量成分に乏しく、高温性よりも低温性の後生的鉱物のものと似ており、閃亜鉛鉱、方鉛鉱の酸化生成物では酸化を通じて親銅元素が主に集中する事を示してゐる。(Inst. Minin. Met. Trans., 66, 241~271, 1957)

〔鈴木〕

8181, Colorado, Gilman に於ける硫化鉄鉱々床の生成温度とその深度について Lovering, T. G.

当鉱床は Leadville 石灰岩を交代した黃銅鉱、閃亜鉛鉱、黃銅鉱、方鉛鉱々床で、鉱床近傍は鉱化作用の先駆としての含 Mg 熱水溶液の影響により広範囲な苦灰石化作用を蒙つてゐるが珪灰石等のスカルン鉱物は認められない。各種鉱石、母岩について実験を試みその生成温度を推定した結果、1) 鏡下で閃亜鉛鉱—黃銅鉱、斑銅鉱—黝銅鉱、磁硫鐵鉱—黃銅鉱等の exsolution texture を呈し、晚期生成のテルル銀鉱は擬双晶を示さず 2) 閃亜鉛鉱中の FeS 含量は 10.36~17.46% で Kullerud 法によれば 400~590°C を示し、3) 早期黃銅鉱、晚期黃銅鉱についての熱起電力測定結果は前者は 300~500°C、後者は 100~200°C、4) 母岩苦灰岩の液体包裏物の充填温度を加熱顕微鏡で検すれば 180~300°C、5) 上記母岩の熱発光を検し Pierree の glow curve を適用すれば 330°C にピークを示す。以上の結果から苦灰石化

作用は $300^{\circ}\sim 230^{\circ}\text{C}$ 、硫化鉱々化作用は早期に於て $600^{\circ}\sim 500^{\circ}\text{C}$ 、晚期では 150°C 以下に漸減したものと思われる。更に生成圧力、深度については、層序、地熱勾配、液体包裏物の充填温度・glow curve よりの推定圧力、苦灰岩の crushing strength 等から推定して恐らく $400\sim 1200$ バールを示すものと考察される。(Econ. Geol., 53, 689~707, 1958)

〔阿部宏〕

8182, Durham 州 Weardale における Heights 鉱山の Slitt 鉱脈の層位学的および構造的支配 Lyon, R. J. P., Scott, B.

Slitt 鉱脈は英本国北部において NW 方向で 13.5 哩にわたり連続し、螢石、石英、方鉛鉱、閃亜鉛鉱、黄鉄鉱を伴う低温性鉱脈である。この脈を採掘する Heights 鉱山附近は下部石炭紀の地層が略水平に分布し、石灰岩、砂岩及び頁岩の週期的堆積層よりなる。鉱脈はこれ等の中に存在する断層破碎帶に沿うもので、個々の断層は北が上昇する逆断層を示すが、全体的には南が上昇する正断層となつてゐる。

この区域では 6 層の石灰岩があり、それ等は砂岩および頁岩の基部をなす。夫々各層は数十呪程度の層厚で、層厚は非常に安定して変化がない。こゝで述べるのはこれ等の中 Three Yard limestone およびその下部の Six Fathom Hazle (砂岩) で、この石灰岩の上部には頁岩が重なる。石灰岩が砂岩を下盤とし、頁岩を上盤としている時には、鉱脈は石灰岩、砂岩の中で発達する。この砂岩の中には石炭の薄層を有する頁岩を夾在する事がある。その時は石灰岩は上下盤共頁岩に夾まれ、鉱体はその中では発達しなくなる。鉱脈は頁岩中では細脈群となり、

brankenting を示し、これは ribbon ore shoot を形成するのに影響し、頁岩中では鉱脈は発達しない。

構造的には断層は鉱化作用に先立つて始まり、鉱化作用の存在した間継続した。この主要な断層は N 傾斜を示し、これに対し S 傾斜の多数の小断層を生じ、主鉱床は前者に沿うが、後者もレンズ状の鉱体を形成して主鉱床から分岐する。平面的には主脈が弧であり、分岐脈は弦の如く、垂直的には逆 V 字形の形状を呈し、両断層の交わる部分は脈巾を増し、富鉱部を形成する。又鉱化作用に先立つ珪化作用は頁岩の中で顕著となるが、一般に 10~15 呪に過ぎない。しかし主脈からわかれれた分岐脈はこの珪化帶にぶつかると品位と脈巾が急速に減少する。(Inst. Minin. Met. Trans., 66, 273~282, 1957)

〔鈴木〕

石油鉱床学

8183, カンサス州 Arbackle dolomite 油礁 Walters R. F.

カンサス州 Cambro-Ordovician 紀の Arbackle dolomite 中には 15,000 のガス・油井があり、深度は 3,200~4400 呪であるが、ガスは北西部の構造上最低位の trap にみられ、南東部に向つて step-like trap の油は構造上 high にあり、且つ最高位の closed structure には水がある。即ち夫々 Shady-Zook 油田 (Pawnee Co.) は深度 (海面下) -2,000 呪のガス; Sweeney, Ash Geek, Pawnee Rock 油田 (P. Co.) では夫々 -1800, -1750, -1650 呪のガスで一部薄い油層を伴い; Otis-Albert 油田 (Rush-Barton Cos.) ではガス油境

面が -1600 呪; Rice, Barton, Russell, Ellis, Rooks, Graham cos. の大部分の油田群では油のみが -1600 ~ 1400 呪にみられ; Kraft-Prusa 油田 (Barton Co.) では油水境面が -1465 呪で、同じく Arbackle 背斜の頂部も -1465 呪で油で満され; Ellsworth Co. では -1350 呪で水を保つている。以上のガス・油・水の差別的賦存の状態は Gussow (1954) の説に全く一致すると同時に、Rich (1931) の云う如く Ord. ~ Penn. shale を蓋層として、Cambro-Ordovician Arbackle 油層岩中を約 100 哩の long distance migration が考えられ、その時期は元来 mid-Permian で、pre-Cretaceons の西方への tilting により、地域的に東方に remigration し、pre-Pliocene の北西への tilting と post Pliocene の東方への tilting により油層中の油は readjustment したものと解釈して差支えない。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 42, 2133~2173, 1958)

〔加藤〕

8184, 層序の分類と用語 Hedberg, H. D.

層位学に於ける層序分類の基本的な単位とその用語は、簡単で分かり易く、事実を離れず、一般の人々に用いられ易いことが生命である。基本的な各単位とその関係が模式図で、明確に分かり易く説明される。

層位学上の分類に於ては、まず、大部分観察と測定に基いた、より客観的な範疇に入る単位と、大部分解釈に基いている、より主観的な範疇に入る単位とを混同しないことが特に大切である。即ち、前者の範疇に入る単位は、物理化学的に認定される岩質上の特徴に直接基いたもので、lithology、含まれる化石内容、鉱

物内容、電気的性質、放射能などに従つて夫々の対応する単位、rock-stratigraphic units (層群、累層、部層など)、biostratigraphic units (assemblage-zones と range-zones)、mineral zones 等々に分けられ、後者の範疇に入る単位は、客観的性質から推論や解釈により、間接的に導かれたもので、地質時代、沈積の環境等に基いて、time-stratigraphic unit (system, series 等)、ecostratigraphic unit (ある岩石の生成された起源様式、或いはその岩石が沈積した時の環境に基いた岩体の区分、例へば marine zone, brachish-water zone の如く呼ぶ)。この分類は一般的になつてないが、時間層序学的分類に劣らず重要である。)、其の他に分けられる。上記した処から明らかのように、著者は “zone” という言葉が、一般に、色々な場合に用いられていることから、特にある範疇に限つた内容のものにつけるべきでないという立場をとり、ある一部の人々のように、biostratigraphic unit にのみ限つて用いるべきでないことを強調していることは注意を要する。

最後に、石油地質学に於て、明確な層位上の分類と用語が如何に必要であるかを例を挙げて説明強調する。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 42, 1881~1896, 1958)

〔田口〕

8185, 岩塩ドーム角礫 Kerr, P. F., Kopp, O. C.

Louisiana の南部地方の岩塩ドーム周辺の 100 以上の井戸について、5000 ~ 15000 feet の深さのコア試料について、みがき面をしらべた結果、頁岩に特有の構造が認められた。岩塩ドーム周辺に発達した頁岩の構造が角礫状を呈しており、この特有の構造深度によつて

いかに変化し又その成因について考察を加えた。岩塩ドームの貫入による頁岩の角礫状構造は今日迄の多くの学者によつて説明され定義された“breccia”的ことばもこの頁岩の角礫状構造を十分に説明不可能であるので Norton, Twenhofel, Walcott, Fairbridge, Krumbein, Sloss, Pettijohn によつて示された, subaerial, tectonic, glide, desiccation, intraformation breccia の外に新しく筆者等は “salt-dome breccia” の名を提案した。salt-dome breccia の 3 つの type として normal shale, breccia shale, gouge shale が区別され, ドームを中心としてその周囲に発達する頁岩の上下の変化とドームよりの距離によつて shale breccia の厚さの変化について現在のデータから hypothetical に図示し説明し, 最後に岩塩ドームの角礫の形成の機構について, depth-porosity, depth-pressure の関係, 岩塩ドーム形成の為の岩塩の下方からの突入による differential pressure と共に, 頁岩そのものの粘土成分の水含有率に深い関係のあることを強調している。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 42, 548~560, 1958) [阿部]

8186. インド東部海岸沖、陸棚堆積物中の炭酸カルシウムの分布 Rao, M. S.

Ganges から Madras に至るインドの東海岸沖の大陸棚地域から採取された約 400 個の底質試料について, CaCO_3 の分布が海岸からの距離, 大陸棚の地形, 底質のシルト-粘土量比等と対応して, どの様な影響があるかを研究した。この地域の大陸棚は, 陸成源の沈積泥で広く覆われている。著者は rapid titration method (Piper, 1947) で CaCO_3

量を測定した。Madras および Kakinda-Santapilli 沖の底質中には 50% 以上も CaCO_3 を含み, これは石灰質沈積層として分類される。この石灰質層は, 鮎状質で軟体動物・海胆類・苔類・貝殻類等の貝殻片が主な生成源である。また, Visakhapatnum 沖の陸棚堆積物の試料について特に詳細に調べた結果, CaCO_3 量は海岸近く深度 15 fathoms (主な底質は砂) で 5%, 15~30 fathoms (粘土) で 5~15%, 30~45 fathoms (砂-シルト-粘土) で 15~50%, 60 fathoms (石灰質砂) では 75~80% と深度に比例して増加している。しかし陸棚以深, 約 100 fathoms (粘土) では 10% まで減少する。陸棚の海底地形や熱水学的条件を考慮して, CaCO_3 とシルト-粘土量比の結果から, Visakhapatnum 沖の陸棚は陸成源物質の active deposition zone (海岸から深度 33.5 fathoms), moderate deposition zone (33.5~52.5 fathoms), slow or non-deposition zone (52.5 fathoms 以深) と 3 つの沈積区域に分けられる。slow deposition zone に於ける底質は, また calcareous sediments zone でもあり, これは海面が相対的に現在よりも低かつた時代に沈積生成したものであろう。従つて現在の陸棚にみられる陸成源物質の沈積が, まだこの zone におよんでいないものと思われる。(Jour. Sed. Pet., 28, 274~285, 1958) [島田]

会費納入の件

昭和 33 年度会費滞納の方は本会（振替仙台 8825 番）宛至急御納め下さい。会費を多額に滞納している方は裏に直接御知らせましたが、至急お納め下さらないと、会誌の発送が停止されますから、御注意下さい。尚本年度会費は 500 円で、前納することになつて居ります。

投稿規定 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文原著とし、原稿用紙に常用漢字を用いて横書、図及び表を含めて刷上り原則として 7 頁 (7.5 ポイント活字で) 以内とする。尚 7 頁を超過した場合には、この超過分の費用は著者の負担とする。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2 又は 1/3 などに縮図するに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
3. 引用文献は頁毎に脚註として次の順序に記すこと（著者、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年）。
4. 英文要約を付する場合には完全な英文とし、これをタイプライトすること。
5. 別刷は希望部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
6. 投稿論文は受け順に印刷するが、本誌の発行が隔月であるため、なるべく内容に種々のものを入れたいので、必ずしもこの順に依らない場合がある。

本誌抄録欄担当者 (五十音順)

阿部 宏	阿部 正宏	青木謙一郎	植田 良夫	大森 啓一
加藤 磐雄	河野 義礼	今野 弘	島田 显郎	鈴木 光郎
関 寿和	千藤 忠昌	田口 一雄	竹内 常彦	長谷川修三

昭和 34 年 1 月 20 日 印刷

昭和 34 年 2 月 1 日 発行

発行所	仙台市片平丁東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会 〔電話仙台 ③ 1181 (内線 311)〕
編集兼発行者	大森 啓一
印刷所	仙台市堤通 27 [電話 ③ 2027] 笹氣出版印刷株式会社
印刷者	笹氣 幸助

入会申込所	仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会
会費払込先	同上 [振替仙台 8825 番]
本会会費	一カ年分 500 円 (前納)
本誌定価	一部 150 円 (会員外)
	© 1959

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

On the so-called trachytic rocks from the Oga peninsula K. Miyagi
Some hypersthene dolerite from the central part of the Dewa hills, Northern
Honshu T. Konda
Orbicular rocks in the Takakuma granite, Osumi peninsula (1)
..... N. Ōba and H. Ishikawa
Study of felsic metamorphic rock and its associated inclusion in gabbro-
diorite of Horoman river, Hidaka Province, Hokkaido (1) H. Asai
Studies on the chromites and their occurrences in the Tari district, Tottori
Prefecture (3rd report) J. Kitahara
A new-found hornfels in the Kamuikotan zone, Hokkaido
..... M. Suzuki, S. Sako and K. Matsui

Notes and news.

Announcements from the Association, etc.

Book reviews

Glossary of geology and related sciences, etc.

Abstracts :

Mineralogy and crystallography. Zeophyllite, etc.

Petrology and volcanology. The structure of the Grantown granite complex,
Morayshire, etc.

Sci. of metallic deposits. Trace elements in sphalerite, galena and associated
minerals from the British Isles, etc.

Sci. of petroleum deposits. Arbuckle traps, Kansas, etc.

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan